

Lisensiaatintyö  
Geofysiikan suuntautumisvaihtoehto

SUOMEN MAANKUOREN KIVILAJIKOOSTUMUKSEN  
TULKINTA SEISMISISTÄ AINEISTOISTA

Minna Kuusisto

15.2.2007

Ohjaajat: Dos. Ilmo Kukkonen  
FT Pekka Heikkinen

Tarkastajat: Prof. emer. Urmas Luosto  
Dos. Annakaisa Korja

HELSINGIN YLIOPISTO  
FYSIKAALISTEN TIETEIDEN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)  
00014 Helsingin yliopisto

# Alkusanat

Suomalaisen tiedeakatemian Vilho, Kalle ja Yrjö Väisälän rahastolta saatu apuraha teki jatko-opintoni ja tutkimustyöni mahdolliseksi. Väisälän rahastosta myönnettiin minulle kolme kertaa vuoden pituinen jatkokoulutusapuraha, jotka käytin vuosina 2004–2006. Apurahakaudella työskentelin pääasiassa Geologian tutkimuskeskuksessa, joka antoi käyttööni työtilat ja työvälineet. Lisäksi sain vierailla Helsingin yliopiston Seismologian laitoksella käyttämässä heidän ohjelmistojaan. Geologian tutkimuskeskuksesta ja Seismologian laitokselta sain myös käyttööni erilaisia aineistoja tutkimustyötäni varten.

Haluan tässä yhteydessä esittää kiitokset kaikille, jotka ovat edesauttaneet tutkimukseni etenemistä ja lisensiaatintyöni valmistumista. Erityisesti haluaisin kiittää ohjaajiani Dos. Ilmo Kukkosta ja FT Pekka Heikkistä, sekä Prof. Lauri Pesosta yhteistyöstä apurahakauteni aikana. Suuret kiitokset myös monille kollegoille tutkimukseeni liittyvistä keskusteluista. Suuret kiitokset myös ystävälleni Laura Tuomelle lisensiaatintyöni sisältöön liittyvistä kommentteista ja monista kannustavista keskusteluista.

# Sisällysluettelo

<b>1</b>	<b>Johdanto .....</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Seisminen nopeus kivilajeissa .....</b>	<b>5</b>
2.1	Kiven mineraalikoostumus .....	7
2.2	Huokoisuus .....	9
2.3	Paine ja lämpötila.....	12
2.3.1	Paine .....	12
2.3.2	Lämpötila.....	13
<b>3</b>	<b>Seismiset syväluotaukset .....</b>	<b>15</b>
3.1	Sädeteoriaa.....	15
3.2	Syväluotauksen mallinnus .....	21
<b>4</b>	<b>Seismiset aineistot .....</b>	<b>23</b>
4.1	Suomen taittumislouotausmallit .....	23
4.1.1	SVEKA'81 .....	25
4.1.2	SVEKA'91 .....	26
4.1.3	BALTIC.....	28
4.1.4	FENNIA.....	30
4.1.5	POLAR .....	32
4.1.6	Yhteenvedo taittumislouotausaineistoista .....	33
4.2	Laboratoriomittaukset eri kivilajeille.....	36
4.2.1	Laboratoriossa mitatut P-aallon nopeudet .....	38
4.2.2	Laboratoriossa mitatut P-aallon nopeudet Suomen oloissa.....	40
4.2.3	$V_P/V_S$ -suhteet eri kivilajeille .....	45
4.3	Kuoren ksenoliiteille lasketut seismiset nopeudet .....	47
<b>5</b>	<b>Nopeustulosten vertailua.....</b>	<b>50</b>
5.1	Nopeusfunktioiden tarkastelua .....	53
<b>6</b>	<b>Maankuoren koostumusmallit.....</b>	<b>56</b>
6.1	Kivilajisekoitukset .....	56
6.2	Globaali mantereisen kuoren koostumusmalli (CM95).....	58
6.2.1	CM95-mallin ja Suomen taittumislouotausmallien vertailu.....	59
6.2.2	FINMIX-1-koostumusmalli (muokattu CM95-malli).....	61
6.3	Suomen kuoren koostumusmalli.....	62
6.3.1	Geologiset tekijät .....	62
6.3.2	$V_P/V_S$ -suhde.....	63
6.3.3	Heijastavuus.....	64
6.3.4	Alhaisen nopeuden kerrokset.....	65
6.3.5	FINMIX-2-koostumusmalli .....	66

6.4	Koostumusmallien vertailua .....	67
<b>7</b>	<b>Kuoren koostumus Suomen eri alueilla.....</b>	<b>71</b>
7.1	Keski-Suomen granitoidikompleksi .....	71
7.2	Arkeinen alue .....	75
7.3	Etelä-Suomen migmatiittialue .....	79
7.4	Lapin vihreäkivialue ja granuliittivyöhyke.....	82
<b>8</b>	<b>Tulosten tarkastelu ja pohdinta .....</b>	<b>87</b>
<b>9</b>	<b>Johtopäätökset .....</b>	<b>97</b>
<b>10</b>	<b>Kirjallisuus .....</b>	<b>99</b>

# 1 Johdanto

Maankuoren paksuus manneralueilla on tyypillisesti 35–45 km, mutta muutamilla alueilla kuoren paksuus ylittää 50 km (Mooney et al., 1998). Kuoren keski- ja alaosien koostumuksesta ja rakenteesta on hyvin vähän suoria tietoja. Yläkuoren osalta tietoa saadaan maan pinnalla olevista kivilajeista ja kairanreikänäytteistä. Syvin kairanreikä sijaitsee Kuolan niemimaalla ja se ulottuu 12 km syvyyteen (Kozlovsky, 1987; Smithson et al., 2000). Kairanreikien lisäksi suoria tietoja kuoren koostumuksesta saadaan vain pinnalle nousseista keski- ja alakuoren kivilajeista ja kimberliittien tai nuorten vulkaniittien mukana pinnalle nousseista kuoren ksenoliiteista. Tämän vuoksi maankuoren koostumusta ja rakennetta joudutaan tutkimaan epäsuorilla menetelmillä. Tutkimuksissa käytetään erilaisia geofysikaalisia menetelmiä, kuten seismisiä, magneettisia, gravimetrisia ja sähköisiä menetelmiä. Seismiset menetelmät ovat erittäin hyviä kuoren koostumuksen ja rakenteen tutkimuksessa, sillä seismisten taittumislutausten avulla saadaan selville seismisten aaltojen nopeudet maankuoressa ja heijastusluotaukset antavat tietoa maankuoren heijastuvuudesta ja rakenteesta. Tuloksia saadaan koko maankuoren alueelta ja ylävaipasta, jos seismiset luotaukset ovat riittävän laajoja ja ulottuvat tarpeeksi syvälle.

Maankuoren kivilajikoostumusta voidaan tulkita seismisistä luotautuloksista kivilajeille tehtyjen laboratoriomittausten avulla. Seismiset nopeudet kiteisissä kivissä riippuvat pääasiassa mineralogisesta koostumuksesta, paineesta ja lämpötilasta. Lisäksi kiven tekstuuri, anisotropia, huokoisuus ja rikkonaisuus vaikuttavat seismisiin nopeuksiin. Kirjallisuudessa on runsaasti laboratoriomittautuloksia eri kivilajeille paineen ja lämpötilan funktiona (mm. Kern, 1978; Holbrook et al., 1992; Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Christensen, 1996). Kun maankuoren paine- ja lämpötilaolot voidaan luotettavasti arvioida, laboratoriomittautulosten avulla voidaan määrittää seismiset nopeudet eri kivilajeissa maankuoren eri syvyyksiä vastaavissa olosuhteissa. Vertaamalla eri kivilajien laboratoriomittautuloksia taittumislutausmallien nopeusjakaumaan voidaan tehdä maankuoren koostumuksen kivilajitulkintaa.

Holbrook ja muut (1992), Christensen ja Mooney (1995) ja Rudnick ja Fountain (1995) ovat koonneet mantereisen kuoren seismisiä nopeuksia erilaisissa tektonisissa ympäristöissä eri puolilla maailmaa tehdyistä taittumislutausmalleista ja verranneet mallien nopeuksia laboratoriossa mitattuihin nopeuksiin sekä esittäneet vertailun perusteella arvioita maankuoren koostumukselle. Näiden tutkimusten yksi merkittävä tulos oli, että kuoren koostumuksen mallinnus P-aallon nopeuden avulla ei ole yksikäsitteistä.

Maankuoren kivilajikoostumuksen mallivaihtoehtoja voidaan vähentää, jos käytettävissä on P-aallon nopeusmallien lisäksi muita aineistoja. Esimerkiksi S-aaltojen nopeusmallit ja niiden avulla määritetyt  $V_p/V_s$ -suhteet rajoittavat vaihtoehtoja

huomattavasti, sillä  $V_P/V_S$ -suhteet eri kivilajeilla ovat erilaisia. Musacchio ja muut (1997) esittivät seismisistä taittumisluotausmalleista saadun  $V_P/V_S$ -suhteen avulla, että Grenvillen ja Appalakien provinssien korkea  $V_P/V_S$ -suhde johtuu gabroista ja anortosiitteista, joilla on korkea plagioklaasipitoisuus. Muiden geofysikaalisten aineistojen avulla voidaan myös rajata koostumusmallivaihtoehtoja. Brown ja muut (2003) käyttivät tutkimuksessaan P- ja S-aaltojen malleja sekä gravimetrisia, magneettisia ja termisiä malleja osoittaakseen, että Uralin alueella eri yksiköiden välillä on koostumuksellisia eroja. Musacchio ja muut (2004) tulkitsivat arkeisen Superior-provinssin litosfäärin koostumusta seismisten taittumis- ja heijastusluotausten sekä gravimetristen mallien avulla ja osoittivat, että alakuoren koostumus alueella on pääosin intermediäärinen ja sisältää 25–60 % graniittisia kivilajeja.

Tämän työn tarkoituksena on tehdä maankuoren koostumuksen litologista tulkintaa seismisten nopeusaineistojen avulla Fennoskandian kilvellä. Tutkimusalue on mielenkiintoinen, sillä alueella on hyvin paksu kuori, paksu korkean nopeuden kerros alakuoreessa sekä runsaasti granitoideja yläkuoreessa (Korja et al., 1993). Tässä työssä tarkastellaan Suomen alueella tehtyjen SVEKA'81-, SVEKA'91-, BALTIC-, FENNIA- ja POLAR-taittumisluotausten P-aallon nopeusmalleja ja  $V_P/V_S$ -suhteita sekä nopeuksien muutoksia syvyyden funktiona. Työssä tutkitaan voisivatko taittumisluotausmallien nopeusmuutokset edustaa kuoren koostumuksen muutosta ja voidaanko taittumisluotausten avulla havaita eroja alueellisessa koostumuksessa.

Taittumisluotausmallien nopeustuloksia verrataan kirjallisuudesta saatuihin eri kivilajien laboratoriossa mitattuihin nopeuksiin, jotka on korjattu vastaamaan Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita. Tulosten perusteella lasketaan kivilajiseoksista koostuvia mahdollisia kuoren koostumusmalleja ja näitä verrataan Christensenin ja Mooneyn (1995) esittämään globaaliin mantereisen kuoren koostumusmalliin. Koostumusmalleissa huomioidaan myös Suomesta löydettyjen alakuoren ksenoliittien antamat tiedot kuoren koostumuksesta.

Työssä tarkastellaan myös koostumusmallien mukaisia maksimaalisia heijastuskertoimia sekä kuoren eri kerrosten kivilajien välillä että kuoren eri kerrosten välillä ja tarkastellaan, voidaanko FIRE-luotauksissa havaittava heijastuvuus selittää niiden avulla. Työssä lasketaan myös eri koostumusmallien mukaiset tiheysprofiilit ja pohditaan niiden vaikutusta Mohon tulkintaan ja sen ominaisuuksiin. Lopuksi työssä esitetään alueellisia koostumusmalleja erilaisissa tektonisissa yksiköissä ja pyritään niiden avulla tarkastelemaan koostumusvaihteluita eri alueiden välillä.

## 2 Seisminen nopeus kivilajeissa

Seismisten aaltojen nopeudet riippuvat väliaineen tiheydestä ja kimmo-ominaisuuksista. Newtonin lain mukaisista liikeyhtälöistä saadaan johdettua (mm. Lay ja Wallace, 1995) Hooken lain avulla aaltojen nopeus isotrooppisessa ja homogeenisessa väliaineessa. Pitkittäisen eli P-aallon nopeus on

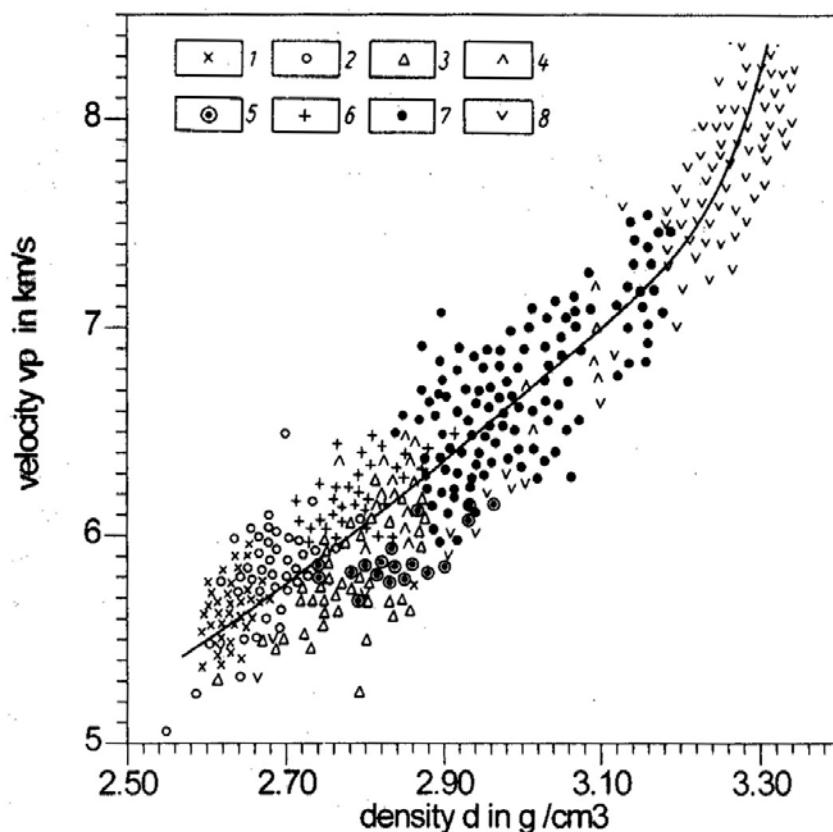
$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\frac{4}{3}\mu + k}{\rho}} \quad (2.1)$$

ja poikittaisen eli S-aallon nopeus on

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.2)$$

Parametrit  $\lambda$  ja  $\mu$  (liukukerroin) ovat Lamén vakioita,  $k$  on kokoonpuristuvuus (bulk modulus) ja  $\rho$  on väliaineen tiheys. Elastisten modulien ( $\lambda$ ,  $\mu$  ja  $k$ ) arvot ovat aina positiivisia, joten kaavojen perusteella P-aallon nopeus on aina suurempi kuin S-aallon nopeus. Lisäksi S-aallot eivät etene nesteissä, koska nesteissä liukukerroin ( $\mu$ ) on 0. Kaavoista 2.1 ja 2.2 nähdään, että nopeudet ovat kääntäen verrannollisia väliaineen (kiven) tiheyden neliöjuureen ja suoraan verrannollisia kimmoparametrien neliöjuureen. Kaavojen mukaan suuri tiheys vastaisi alhaista seismistä nopeutta. Kiven tiheyden kasvaessa kiven elastiset ominaisuudet ( $k$  ja  $\mu$ ) kasvavat kuitenkin yleensä vielä enemmän (Yilmaz, 2001). Tästä johtuen seisminen nopeus on yleensä sitä suurempi mitä tiheämpää kivi on. Relaatio ei kuitenkaan ole yksikäsitteinen, vaan kivilajien nopeudet jakautuvat laajalle alueelle (Schön, 2004; kuva 2.1). Tämä johtuu siitä, että eri kivilajien kimmo-ominaisuudet voivat olla erilaisia, vaikka niiden tiheys olisikin sama.

Kivilajien elastisia ominaisuuksia ja tiheyttä ja niiden kautta seismistä nopeutta kivilajeissa kontrolloivat pääasiassa kiven sisältämien mineraalien elastiset ominaisuudet, eri mineraalien suhteelliset osuudet, mineraalien väliset kontaktit ja liitokset sekä paine ja lämpötila (Schön, 2004). Seismisiin nopeuksiin kivilajeissa vaikuttavat myös kiven rikkonaisuus, huokoisuus ja huokostäytteiden ominaisuudet sekä anisotropia. Eri tekijät vaikuttavat myös toisiinsa, mikä tekee asiasta monimutkaisen.



**Kuva 2.1.** Seismisen nopeuden ja tiheyden välillä on selvää korrelaatiota, mutta selkeää yksikäsiteistä relaatiota ei ole. Kuvassa olevat kivilajit: 1 graniitti, 2 gneissi (biotitiittinen, amfiboliittinen), 3 gneissi (granaatti-biotiitti), 4 amfiboliitti, amfiboliittinen gneissi, 5 granuliitti, 6 dioriitti, 7 gabro-noriitti ja 8 ultrabasiitti. Kuvassa oleva käyrä on empiirinen nopeus–tiheys-relaatio. (Kuva: Schön, 2004)

Seismisten aaltojen nopeus kivilajeissa voidaan määrittää laboratoriossa käyttäen akustisen emission menetelmää (Birch, 1960; Christensen and Wepher, 1989). Akustiseen emission perustuvassa mittalaitteessa on lähetin- ja vastaanotinanturit, joiden väliin kivinäyte asetetaan. Signaalin kulku-aika kivinäytteen läpi määritetään ja kivinäytteen pituuden sekä kulkuajan avulla saadaan laskettua seisminen nopeus. Mittaustuloksia on runsaasti kirjallisuudessa.

Laboratoriomittausten avulla pystytään selvittämään myös lämpötilan ja paineen vaikutusta seismiseen nopeuteen sekä mittamaan seismisten aaltojen nopeus kuoren paine- ja lämpötilaoloja vastaavissa tilanteissa. Tulokset ovat tärkeitä tarkasteltaessa seismisiä nopeuksia maankuoren mittakaavassa, sillä syvällä maan kuoressa seismiset nopeudet ovat erilaisia kuin maan pinnalla olevissa olosuhteissa. Maan pinnalla paine on noin 0,1 MPa (=ilmanpaine) ja lämpötila noin 25°C, kun taas esimerkiksi 35 km syvyydellä paine on noin 1 GPa ja lämpötila 300–550°C. Seismisen aallon nopeuden mittaaminen erilaisissa paine- ja lämpötilaoloissa on hankalampaa kuin maanpinnan olosuhteissa tapahtuva mittaaminen. Menetelmä on sama, mutta suurien paineiden ja lämpötilojen tuottaminen kivinäytteeseen vaatii kuitenkin erityisiä koejärjestelyjä ja laitteistoja. Lisäksi seismisen



nopeuden mittaaminen suurissa lämpötiloissa tarvitsee yleensä myös korkean paineen, sillä muuten näytteet saattavat rikkoutua lämpölaajenemisen seurauksena (James, 1989). Kirjallisuudessa on esitetty paljon seismisten nopeuksien laboratoriomittaustuloksia erilaisissa paine- tai lämpötilaoloissa tai molemmissa (mm. Birch, 1960; Kern, 1978; Kern and Richter, 1981; Kern et al., 1993; Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Christensen, 1996).

## 2.1 Kiven mineraalikoostumus

Kiven mineraalikoostumus on merkittävin tekijä seismisen nopeuden kannalta, koska se kontrolloi kiven kemiallista sekä fysikaalista rakennetta, tiheyttä ja kimmo-ominaisuuksia ( $k$  ja  $\mu$ ) (Winkler ja Murphy, 1995). Seismiseen nopeuteen kivessä vaikuttavat kiven sisältämien eri mineraalien suhteelliset osuudet ja elastiset ominaisuudet sekä mineraalien väliset kontaktit ja liitokset.

Runsaasti alkalimaasälpää, kvartsia ja kiillettä sisältävillä kiteisillä kivillä P-aallon nopeus on yleensä alle 6,5 km/s. Mafisemmilla kivillä, jotka sisältävät Ca-rikasta plagioklaasia, amfibolia ja pyrokseenia, P-aallon nopeus on noin 7 km/s. Ultramafisilla kivillä ja mafisilla eklogiiteilla, jotka sisältävät mm. pyrokseenejä, oliviinia ja granaattia, nopeudet ovat yli 8 km/s. (Christensen ja Wepfer, 1989)

Sedimenttikivillä, jotka ovat rakenteeltaan paljon huokoisempia kuin kiteiset kivet, seismiset nopeudet ovat yleensä huomattavasti pienempiä kuin kiteisillä kivillä. Suurimmat nopeudet esiintyvät karbonaattipitoisilla sedimenttikivillä, kun taas hiekka- ja savisedimenttikivillä on alhaisempia nopeuksia (Sheriff ja Geldart, 1983).

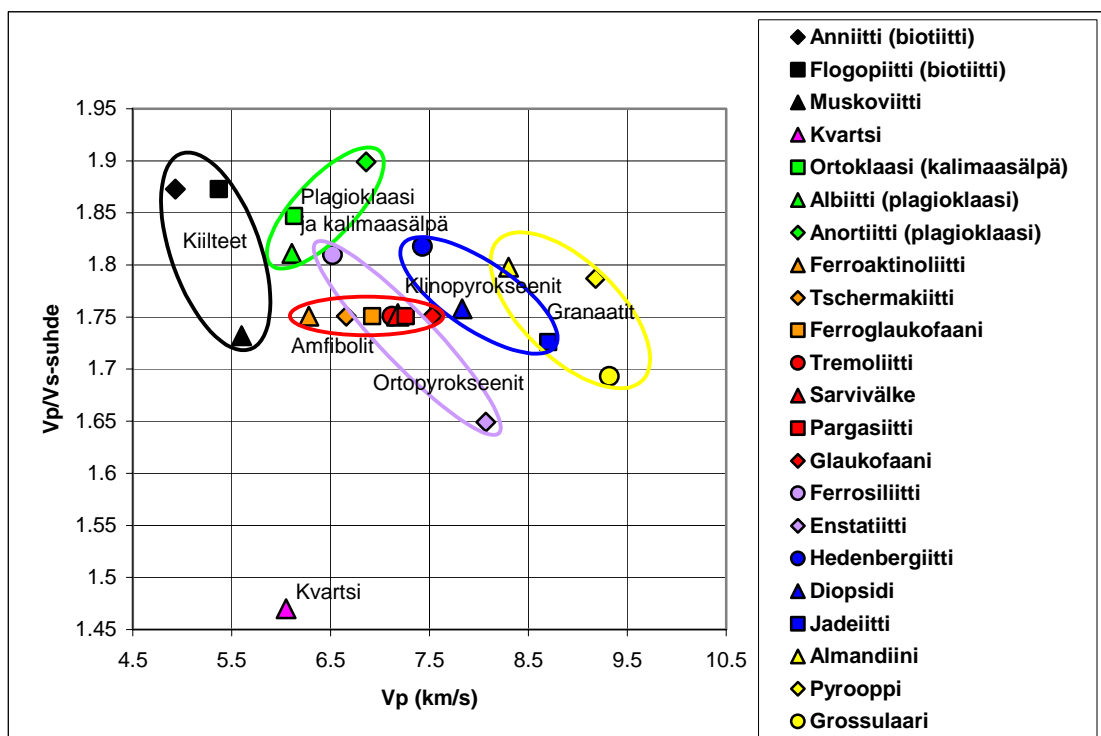
Seisminen nopeus vaihtelee saman kivilajin eri näytteiden välillä. Vaihtelu johtuu mm. mineraalikoostumuksen ja huokoisuuden eroista. Toisilla kivilajeilla tämä vaihtelu on hyvinkin suurta, varsinkin huokoisilla kivilajeilla vaihteluväli voi olla jopa yli 2 km/s.

Kiven mineraalikoostumuksen merkitys seismiseen nopeuteen korostuu, kun kivi on ehjä ja sen huokoisuus on pientä tai kun mikrorakoilun ja huokoisuuden vaikutus on pienentynyt paineen vaikutuksesta. Teoreettinen seisminen nopeus kivessä, jossa ei ole huokoisuutta eikä rakoja, saadaan laskettua kiven sisältämien mineraalien suhteellisista osuuksista ja seismisistä nopeuksista näissä mineraaleissa (Hacker and Abers, 2004; Schön, 2004). Taulukossa 2.1 on esitetty yleisimpien kiviä muodostavien mineraalien tiheys, kimmo-ominaisuudet  $k$  ja  $\mu$  sekä seismiset nopeudet. Kuvassa 2.2 on esitetty  $V_P/V_S$ -suhde P-aallon nopeuden funktiona osalle taulukon 2.1 mineraaleista.

Alhaisimmat seismiset nopeudet ovat kiilteillä, kuten biotiitilla ja muskoviitilla sekä serpentiinillä. Lisäksi myös kvartsilla, alkalimaasälvällä ja albiittisella plagioklaasilla esiintyy suhteellisen alhaisia seismisiä nopeuksia. Suurimmat nopeudet ovat spinelleillä ja granaateilla. Seisminen nopeus saman mineraaliryhmän Mg-rikkaalla mineraalilla on yleensä huomattavasti korkeampi kuin Fe-rikkaalla mineraalilla (taulukko 2.1).

**Taulukko 2.1.** Tiheys, kimmomodulit ( $k$  ja  $\mu$ ) ja seismisten aaltojen nopeudet yleisimmissä kiviä muodostavissa mineraaleissa 25°C lämpötilassa ja 0,1 MPa paineessa.  $\rho$ ,  $k$  ja  $\mu$  on saatu Hackerin ja Abersin (2004) ohjelmasta.  $V_P$ ,  $V_S$  ja  $V_P/V_S$ -suhde on laskettu Hackerin ja Abersin (2004) ohjelman avulla.

Mineraali	Kemiallinen kaava	$\rho$ kg/m <sup>3</sup>	$k$ GPa	$\mu$ GPa	$V_P$ (km/s)	$V_S$ (km/s)	$V_P/V_S$
$\alpha$ -kvartsi (silikaatti)	SiO <sub>2</sub>	2648	37.1	44.8	6.05	4.11	1.470
$\beta$ -kvartsi (silikaatti)	SiO <sub>2</sub>	2530	57.0	41.4	6.66	4.05	1.646
coesiitti (silikaatti)	SiO <sub>2</sub>	2911	97.4	61.6	7.86	4.60	1.708
albiitti (plagioklaasi)	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	2620	57.8	29.8	6.11	3.37	1.811
anortiitti (plagioklaasi)	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	2760	81.9	36.0	6.86	3.61	1.899
ortoklaasi (alkalimaasälpä)	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	2555	58.3	28.1	6.13	3.32	1.847
sanidiini (alkalimaasälpä)	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	2553	67.0	32.3	6.57	3.56	1.847
almandiini (Fe granaatti)	Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	4324	174	92.1	8.30	4.62	1.798
grossulaari (Ca granaatti)	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	3593	166	109	9.32	5.51	1.693
pyrooppi (Mg granaatti)	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	3565	174	94.0	9.18	5.13	1.787
forsteriitti (Mg oliviini)	Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	3222	127	81.6	8.58	5.03	1.705
fayaliitti (Fe oliviini)	Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	4400	137	51.0	6.84	3.40	2.008
enstatiitti (Mg ortopyrokseeni)	Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	3206	106	76.8	8.07	4.89	1.649
ferrosiliitti (Fe ortopyrokseeni)	Fe <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	4003	100	52.0	6.52	3.60	1.810
diopsidi (Mg klinopyrokseeni)	CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	3272	113	64.9	7.83	4.45	1.758
hedenbergiitti (Fe klinopyrokseeni)	CaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	3651	119	61.0	7.43	4.09	1.818
jadeiitti (Na klinopyrokseeni)	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>6</sub>	3346	139	85.0	8.70	5.04	1.726
glaukokaani (NaMg amfiboli)	Na <sub>2</sub> Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3008	96.0	55.7	7.53	4.30	1.751
ferroglaukokaani (NaFe amfiboli)	Na <sub>2</sub> Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3302	89.0	51.6	6.92	3.95	1.751
tremoliitti (CaMg amfiboli)	Ca <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	2979	85.0	49.3	7.12	4.07	1.751
ferroaktinoliitti (CaFe amfiboli)	Ca <sub>2</sub> Fe <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3430	76.0	44.1	6.28	3.58	1.751
tschermakiitti (MgAl amfiboli)	Ca <sub>2</sub> Mg <sub>3</sub> Al <sub>4</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3043	76.0	44.1	6.66	3.81	1.751
pargasiitti (NaCaMgAl amfiboli)	NaCa <sub>2</sub> Mg <sub>4</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3074	91.2	52.9	7.26	4.15	1.751
sarvivälke (yleinen amfiboli)	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>4</sub> (Al,Fe)Si <sub>7</sub> AlO <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	3248	94.0	54.5	7.18	4.10	1.752
antofylliitti (Mg ortoamfiboli)	Mg <sub>7</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	2942	70.0	40.6	6.50	3.71	1.751
flogopiitti (Mg biotiitti)	KMg <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	2788	49.7	22.9	5.37	2.87	1.873
anniitti (Fe biotiitti)	KFe <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	3317	49.7	22.9	4.93	2.63	1.873
muskoviitti (kiille)	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	2828	49.0	29.5	5.60	3.23	1.732
seladoniitti (kiille)	KMgAlSi <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	2826	60.0	36.2	6.20	3.58	1.732
talkki (fyllosilikaatti)	Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	2784	41.6	22.6	5.08	2.85	1.782
klinokloori (Mg kloriitti)	Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	2635	77.9	47.0	7.31	4.22	1.730
dafniitti (Fe kloriitti)	Fe <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	3343	77.9	47.0	6.49	3.75	1.730
antigoriitti (serpentiiniitti)	Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	2585	63.5	18.1	5.83	2.64	2.204
zoisiitti (epidoottiryhmä)	Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	3347	125	61.2	7.88	4.28	1.843
klinozoisiiitti (epidoottiryhmä)	Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	3333	125	61.2	7.89	4.29	1.840
epidootti (Fe epidootti)	Ca <sub>2</sub> FeAl <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	3498	162	61.2	8.36	4.18	2.000
lawsoniitti (CaAl silikaatti, korkea-P)	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (OH) <sub>2</sub> •H <sub>2</sub> O	3101	123	60.1	8.10	4.40	1.839
prehniitti (CaAl silikaatti, matala-P)	Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	2940	83.5	50.3	7.17	4.14	1.732
pumpellyiitti (CaAl silikaatti, matala-T)	Ca <sub>4</sub> MgAl <sub>5</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>21</sub> (OH) <sub>7</sub>	3191	162	79.1	9.17	4.98	1.842
laumontiitti (zeoliitti, matala-T)	CaAl <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> •4H <sub>2</sub> O	2309	46.6	28.0	6.03	3.48	1.732
wairakiitti (zeoliitti, korkea-T)	CaAl <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> •H <sub>2</sub> O	2281	46.6	28.0	6.07	3.50	1.732
brusiitti (hydroksidi)	Mg(OH) <sub>2</sub>	2368	39.6	23.9	5.51	3.18	1.736
sillimaniitti (alumiinisilikaatti)	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	3249	171	91.5	9.49	5.31	1.789
kyaniitti (alumiinisilikaatti)	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	3670	156	83.7	8.55	4.78	1.791
spinelli (MgAl spinelli)	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3575	196	108	9.77	5.49	1.779
herkyniitti (FeAl spinelli)	FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	4264	209	84.5	8.70	4.45	1.955
magnetiitti (FeFe spinelli)	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	5201	198	102	8.06	4.44	1.817
kalsiitti (karbonaatti)	CaCO <sub>3</sub>	2713	73.5	32.0	6.55	3.43	1.907
aragoniitti (karbonaatti)	CaCO <sub>3</sub>	2931	46.0	38.5	5.79	3.62	1.597

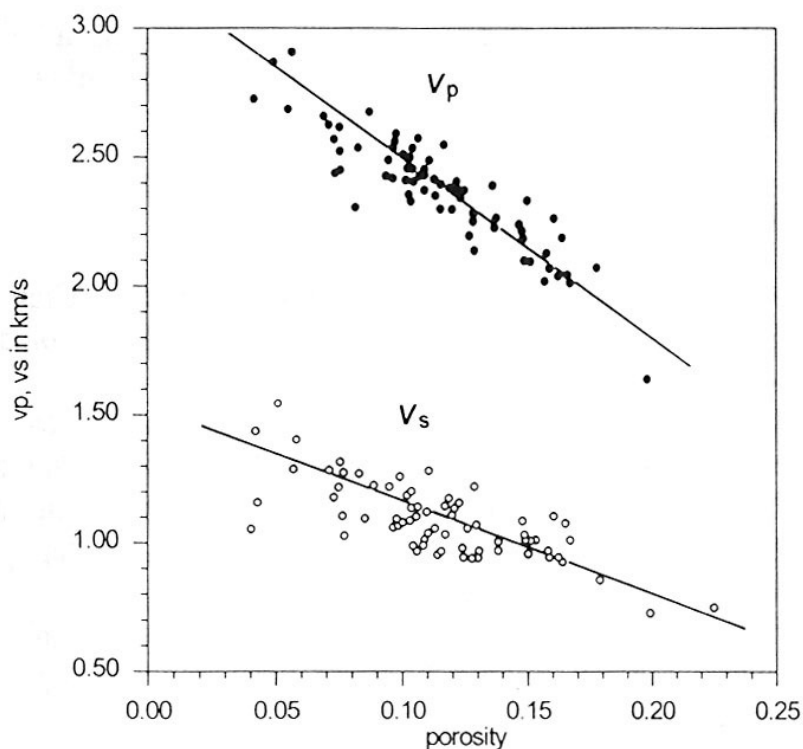


**Kuva 2.2.** Joidenkin yleisimpien kiviä muodostavien mineraalien  $V_p/V_s$ -suhde P-aallon nopeuden funktiona.

Alhaisin  $V_p/V_s$ -suhde on kvartsilla (1,47). Seuraavaksi alhaisimpia  $V_p/V_s$ -suhteen arvoja esiintyy aragoniitilla (karbonaatti), enstatiitilla (Mg-pyrokseeni), grossulaarilla (Ca-granaatti) ja forsteriitilla (Mg-oliviini). Korkein  $V_p/V_s$ -suhde on antigoriitilla (serpentiiniitti). Korkeita  $V_p/V_s$ -suhteen arvoja on myös fayaliitilla (Fe-oliviini), epidootilla (Fe-epidootti), herkyniitillä (FeAl-spinelli), kalsiitilla (karbonaatti), anortiitilla (plagioklaasi) sekä biotiiteillä (anniitti ja flogopiitti). Yleisesti  $V_p/V_s$ -suhde kivessä on sitä pienempi mitä enemmän kivessä on kvartseja. Biotiitti, plagioklaasi ja kalimaasälpä taas nostavat kiven  $V_p/V_s$ -suhdetta. Lisäksi myös plagioklaasin koostumus vaikuttaa  $V_p/V_s$ -suhteeseen, sillä anortiitilla on suurempi  $V_p/V_s$ -suhde kuin albiitilla. Lisäksi ainakin pyrokseenin ja oliviinin Fe-rikkailla mineraaleilla on korkeampi  $V_p/V_s$ -suhde kuin saman mineraaliryhmän Mg-rikkailla mineraaleilla.

## 2.2 Huokoisuus

Alhaisissa paineissa huokoisuus on merkittävä yksittäinen seismiseen nopeuteen vaikuttava tekijä (Sheriff ja Geldart, 1983). Suurissa paineissa seismiset nopeudet taas korreloivat hyvin mineralogian kanssa, sillä paineen kasvaessa huokoisuuden vaikutus pienenee (Christensen ja Wepfer, 1989). Kiven sisältämät huokokset, murtumat ja säröt pienentävät tiheyttä ja heikentävät kiven eri ainesosien ja mineraalirakeiden välillä olevia liitoksia, jolloin kiven kimmo-ominaisuudet heikkenevät. Mitä huokoisempaa kivi on, sitä alhaisempia seismisiä nopeuksia siinä esiintyy (kuva 2.3).

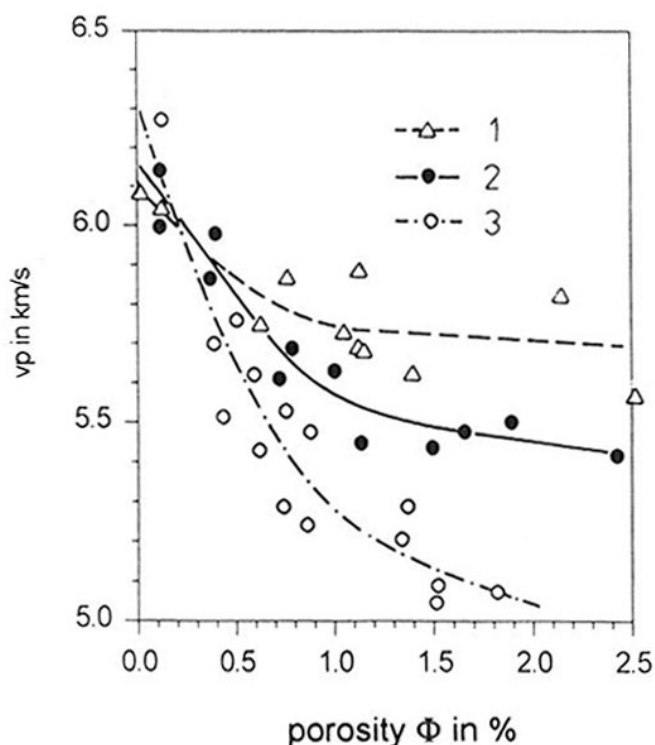


**Kuva 2.3.** Huokoisuuden vaikutus seismiseen nopeuteen hiekkakivissä, jossa huokostäytteenä on vettä. Nopeusmittaukset on tehty 14 MPa:n paineessa. (Kuva: Schön, 2004)

Huokoisuuden vaikutus seismisiin nopeuksiin pitää huomioida erityisesti sedimenttikivillä, koska ne ovat huokoisempia kuin kiteiset kivet. Kiteisillä kivillä huokoisuus koostuu lähinnä mikrorakoilusta. Huokoiset kivet sisältävät lähes aina myös huokostäytteitä. Huokosten täytteenä olevat aineet vaikuttavat kiven tiheyteen ja elastisiin ominaisuuksiin ja niiden vaikutus seismiseen nopeuteen voi olla hyvinkin suuri (Sheriff, 1989). Esimerkiksi kaasun tai öljyn ollessa huokosten täytteenä nopeus on tavallisesti alhaisempi kuin huokosten sisältäessä vettä (Sheriff ja Geldart, 1983). Sedimenttikivillä myös kiven ikä vaikuttaa seismisiin nopeuksiin. Usein vanhemmat sedimenttikivet ovat paremmin iskostuneita, joten niissä huokoisuus on vähäisempää ja seisminen nopeus on siten suurempi kuin saman kivilajin nuoremmassa kivissä.

Kiteisillä kivillä huokoisuus on yleensä selvästi pienempää kuin sedimenttikivillä. Seismiset nopeudet ovat alhaisempia huokosia, rakoja, murtumia tai säröjä sisältävissä magmakivissä ja metamorfisissa kivissä kuin ehjissä saman kivilajin kivissä. Kiven ollessa huokoinen myös kiven raekoko vaikuttaa seismisiin nopeuksiin. Jos saman kivilajin kivillä on sama huokoisuus mutta erilainen raekoko, suurirakeisemmalla kivellä seisminen nopeus on alhaisempi (Schön, 2004; kuva 2.4). Suurirakeisemmat kivet kuitenkin reagoivat paineen kasvuun nopeammin, eli niissä huokoisuus pienenee ja seisminen nopeus kasvaa nopeammin kuin hienorakeisemmilla kivillä (Schön, 2004). Tällöin suurirakeisempien kivien huokokset sulkeutuvat pienemmässä paineessa kuin hienorakeisten kivien huokokset.

Suurirakeisimmilla kivillä on yleensä myös tarpeeksi suurissa paineissa suuremmat seismiset nopeudet kuin saman kivilajin hienorakeisemmilla kivillä (Schön, 2004).



**Kuva 2.4.** P-aallon nopeuden riippuvuus huokoisuudesta ja raekoosta graniitilla. Mittaukset on tehty 0,1 MPa:n paineessa. 1 on hienorakeinen (0,1–0,6 mm) graniitti, 2 on keskirakeinen (0,5–1,8 mm) graniitti ja 3 on karkearakeinen (1,7–4,8 mm) graniitti. (Kuva: Schön, 2004)

Huokosten täyteenä kiteisissä kivissä voi olla fluideja. Maankuoressa kivien huokosissa olevat suolapitoiset fluidit voivat aiheuttaa johtavuusvyöhykkeitä, joita voidaan havaita magnetotellurisilla mittauksilla (Hyndman ja Shearer, 1989). Kiteisten kivien huokosissa olevien fluidien paine vaikuttaa seismisiin nopeuksiin. Jos huokospaine on pieni, niin vaikutus nopeuteen on vähäinen, mutta jos huokospaine on korkea, niin se saattaa ylläpitää kivissä muutaman prosentin huokoisuutta korkeissakin paineoloissa ja alentaa seismisiä nopeuksia (Holbrook et al., 1992). Kivet, jotka sisältävät korkean huokospaineen fluideja, saattavat aiheuttaa matalan nopeuden kerroksia ja näiden kerrosten kontrastit muihin kerroksiin saattavat tuottaa heijastuksia (Christensen, 1979; 1989). Korkean huokospaineen fluidien esiintymistä kuoressa voidaan arvioida seismisten nopeuksien avulla, sillä P- ja S-aallon nopeudet ovat alhaisempia, mutta  $V_P/V_S$ -suhde on korkeampi, jos kivet sisältävät fluideja (Christensen, 1984). Jos maankuoressa on huokoisuutta ja fluideja, niin seismisten taittumislukuaineistojen avulla tehty kuoren koostumuksen tulkinta johtaa liian felsisiin tuloksiin (Hyndman ja Klemperer, 1989). Sähköisen johtavuuden mittaukset osoittavat, että pientä huokoisuutta ja fluideja huokosten täyteenä esiintyy yleisesti myös keski- ja alakuoressa, mutta yleensä enemmänkin tektonisesti aktiivisilla alueilla kuin stabiileilla kilpialueilla (Shankland ja Ander, 1983).

## 2.3 Paine ja lämpötila

Paine ja lämpötila ovat ulkoisia tekijöitä, jotka vaikuttavat seismisiin nopeuksiin kivissä muuttamalla kiven fysikaalisia ominaisuuksia ( $\rho$ ,  $\lambda$ ,  $\mu$  ja  $k$ ). Alhaisissa paineissa ja lämpötiloissa paine on seismisten aaltojen nopeuden kannalta dominoiva tekijä, sillä alhaisissa paineissa paineen kasvun aiheuttamat muutokset kiven kimmo-ominaisuuksissa ja tiheydessä ovat hyvin suuria.

Paineella ja lämpötilalla on päinvastainen vaikutus seismisten aaltojen nopeuksiin. Paineen kasvaessa kiven kimmo-ominaisuudet ja tiheys kasvavat sekä huokoisuus pienenee, jolloin seisminen nopeus kasvaa. Lämpötilan kasvaessa seisminen nopeus pienenee, sillä lämpölaajenemisen vaikutuksesta kiven kimmo-ominaisuudet ja tiheys pienenevät ja lämmön aiheuttama mikrorakoilu lisää kiven huokoisuutta.

Maankuoressa sekä paine että lämpötila kasvavat syvyyden kasvaessa, joten molemmat tekijät on otettava huomioon. Koska paineen kasvaessa seisminen nopeus kasvaa ja lämpötilan kasvaessa seisminen nopeus pienenee, paineen ja lämpötilan vaikutukset seismiseen nopeuteen kumoavat osittain toisensa. Paineen ja lämpötilan vaikutukset eivät ehkä ole täysin riippumattomia toisistaan, mutta yleisesti seismisten aaltojen nopeuden muutos paineen ja lämpötilan muuttuessa saadaan kaavasta (Schön, 2004)

$$\frac{dV}{dz} = \left( \frac{\partial V}{\partial \rho} \right)_T \frac{dP}{dz} + \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \frac{dT}{dz}, \quad (2.3)$$

missä  $(\partial V / \partial \rho)_T$  on nopeuden muutos paineen muuttuessa (vakiolämpötilassa),  $(\partial V / \partial T)_P$  on nopeuden muutos lämpötilan muuttuessa (vakioaineessa),  $dP/dz$  on vertikaalinen painegradientti ja  $dT/dz$  on vertikaalinen lämpötilagradientti.

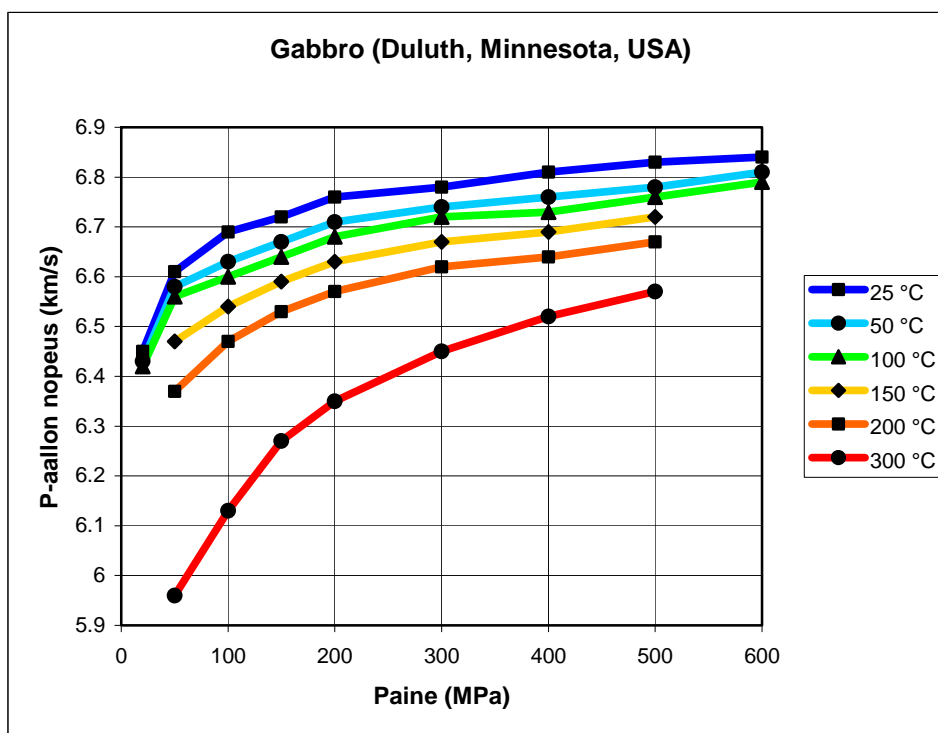
### 2.3.1 Paine

Paine on hyvin merkittävä tekijä seismisen nopeuden kannalta. Paineen kasvaessa kiven kimmo-ominaisuudet ja tiheys kasvavat, jolloin myös seisminen nopeus kasvaa. Nopeuden paineriippuvuus ei kuitenkaan ole lineaarista, vaan pienissä paineissa nopeus kasvaa enemmän kuin korkeissa paineissa (kuva 2.5). Pienissä paineissa noin 100 MPa:iin saakka seismisen nopeuden kasvu on hyvin nopeaa, suuremmissa paineissa nopeuden kasvu hidastuu ja paineen ollessa riittävän suuri nopeuden kasvu on lähes lineaarista. Lisäksi nopeuden muutos paineen funktiona on osittain peruuttamatonta (nopeushysteresis), jolloin seisminen nopeus korkeassa paineessa käyneessä kiviläytteenä on suurempi kuin ennen paineen lisäystä mitattu nopeus (Schön, 2004).

Paineen aiheuttama nopeuden muutos riippuu kiven mineraalikoostumuksesta ja rakenne- ja tekstuuriominaisuuksista. Paineen kasvaessa kivissä olevat mineraalirakeiden väliset liitokset ja raot sekä pyöreähköt huokokset sulkeutuvat ensimmäisenä, jolloin kiven mineraalien väliset kontaktit paranevat ja kiven tiheys ja kimmo-ominaisuudet kasvavat

(Schön, 2004). Tämä mikrorakojen sulkeutuminen aiheuttaa merkittävää nopeuden kasvua (0,5–1,0 km/s /100 MPa) useimmilla kivilajeilla noin 100 MPa:n paineeseen asti. Useimmilla magmakivillä sekä metamorfisilla kivillä mikrohuokoset sulkeutuvat täysin 100–1000 MPa:n paineessa (James, 1989). Paineen noustessa yli 100 MPa:n nopeuden kasvu hidastuu ja muuttuu useimmilla kivilajeilla lähes lineaariseksi 200–300 MPa:n paineen jälkeen. Korkeammissa paineissa, kun kivi on jo lähes täysin tiivis, nopeuden kasvu johtuu kiven ja sen sisältämien mineraalien elastisten ominaisuuksien paineriippuvuudesta. Korkeammissa paineissa seismisen nopeuden kasvu paineen vaikutuksesta on suurimmalla osalla kivilajeja noin 0,02–0,06 km/s /100 MPa (Holbrook et al., 1992).

Monilla sedimenttikivillä, esim. hiekkakivillä, huokoisuus on paljon suurempaa ja koostuu huokostilasta rakeiden välillä. Tällainen huokoisuus, päinvastoin kuin mikrorakaisuus, ei täydellisesti sulkeudu kasvavassa paineessa. Tästä johtuu myös se, että korkeissakin paineissa kvartsi-rikkaissa hiekkakivissä seismisen aallon nopeus on paljon alhaisempi kuin metamorfisissa kvartsiiteissa (James, 1989).



**Kuva 2.5.** Paineen kasvun vaikutus seismiseen P-aallon nopeuteen. Esimerkkinä laboratoriomittaustulokset gabrolle (Ji et. al., 2002; s.335). Mittaustulokset paineen funktiona on esitetty eri lämpötiloissa.

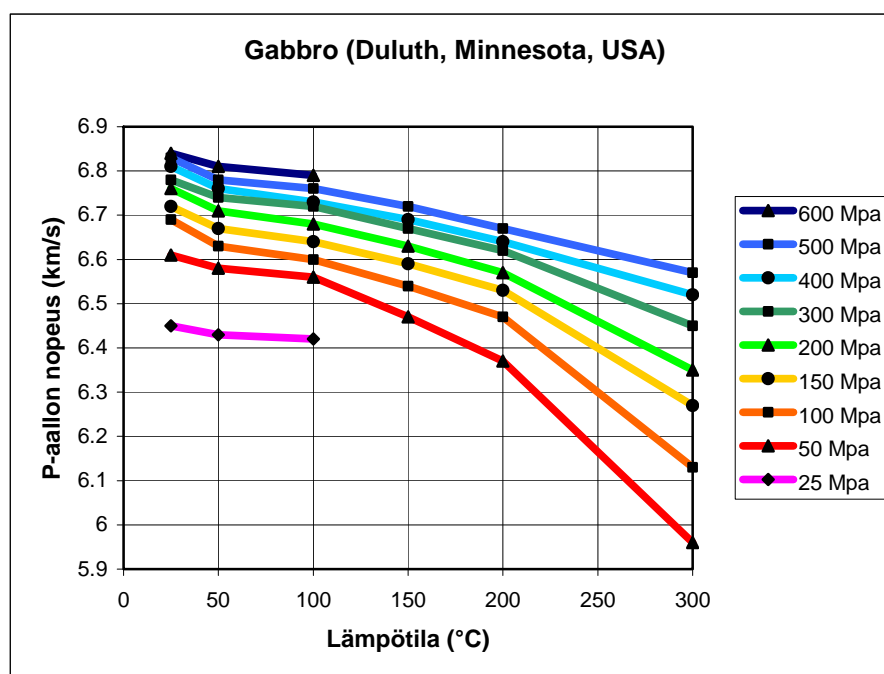
### 2.3.2 Lämpötila

Lämpötilan kasvaessa seisminen nopeus alenee (kuva 2.6). Lämpötilan aiheuttamaan seismisen nopeuden muutokseen vaikuttavat pääasiassa kiven sisältämien mineraalien elastisten ominaisuuksien lämpötilariippuvuus ja mineraalien faasimuutokset,

huokostäytteiden elastisten ominaisuuksien lämpötilariippuvuus ja huokostäytteiden muutokset (esim. vesi kaasuuntuu) ja mineraalien kontaktien, raerajojen jne. muutokset (mikrorakoilu) lämpölaajenemisen vaikutuksesta. Lisäksi kiven eri mineraalit saattavat myös laajentua eri tavalla lämpötilan kasvun myötä. Lämpötilan kasvaessa kiven tiheys ja kimmo-ominaisuudet pienenevät, sillä huokoisuus lisääntyy lämpölaajenemisen aiheuttaman mikrorakoilun vuoksi. Tämä johtaa siihen, että lämpötilan kasvaessa seismiset nopeudet alenevat.

Noin 150°C:n lämpötilaan asti kiven sisältämien fluidien käytös dominoi vaikutuksia seismisiin nopeuksiin. Korkeammissa lämpötiloissa kiven sisältämien mineraalien elastisten ominaisuuksien lämpötilariippuvuus on merkittävin tekijä. Kontaktitekijät ja mikrorakoilu vaikuttavat kaikissa lämpötiloissa, mutta ne riippuvat hyvin paljon kiven ja sen sisältämien mineraalien ominaisuuksista ja myös paineesta. Korkeissa lämpötiloissa ja paineissa on otettava huomioon myös metamorfoosi, jonka seurauksena kiven mineralogia saattaa muuttua. (Schön, 2004)

Lämpötilan vaikutus seismiseen nopeuteen ei ole kovin suurta, sillä esimerkiksi 100°C:n lämpötilassa nopeus on laskenut noin 5–6 % (Sheriff ja Geldart, 1983). Lisäksi lämpötilan vaikutus nopeuteen on melko lineaarista useimmilla kivilajeilla ainakin suuremmissa paineissa (kuva 2.6). Pienissä paineissa lämpötilan kasvun vaikutus nopeuteen on kuitenkin epälinearisempaa ja erityisen epälineaarista se on graniittisilla kivillä (Schön, 2004). Lämpötilan kasvaessa seisminen nopeus pienenee kivilajista riippuen yleensä  $0,2\text{--}0,7 \cdot 10^{-3} \text{ km/s } / ^\circ\text{C}$  (taulukko 4.5).



**Kuva 2.6.** Lämpötilan vaikutus seismiseen nopeuteen. Esimerkkinä laboratoriomittauksia gabrolle (Ji et. al., 2002) (s.335). Mittaukselliset lämpötilan funktiona on esitetty eri paineissa.



### 3 Seismiset syväluotaukset

Seismisiä syväluotauksia (deep seismic soundings, DSS) on käytetty runsaasti 1960-luvulta lähtien maankuoren ja ylävaipan tutkimuksissa. Niiden avulla voidaan selvittää luotauslinjojen alla olevan maankuoren nopeusrakenne syvyyden funktiona. Seismisissä syväluotauksissa pyritään saamaan aineistoa koko maankuoren mittakaavassa, jolloin linjojen kokonaispituus on satoja kilometrejä. Linjoilla on useita lähde- ja vastaanotinpisteitä. Luotauslinjan lähdepisteissä tuotetaan keinotekoisesti seismistä energiaa, jonka kulkuaikaa eri etäisyyksillä oleviin vastaanottimiin rekisteröidään. Seismiset nopeudet luotausprofiilin eri kerroksissa saadaan määritettyä kulkuaajoista suoran mallinnuksen (forward modelling) tai inversiomenetelmien avulla. Syväluotauslinjalla räjäytyspisteet ovat tyypillisesti noin 50–100 km:n välein ja vastaanottimia on muutamien kilometrien välein (esim. 2 km). Tällöin esimerkiksi 300 km pitkällä linjalla on 5–7 lähdepistettä. Toisaalta mitä tiheämmin lähdepisteitä on, sitä pienempiä yksityiskohtia profiililta voidaan havaita. Lähdepisteiden suhteellisen harva sijainti alentaa varsinkin yläkuoresta saadun aineiston resoluutiota.

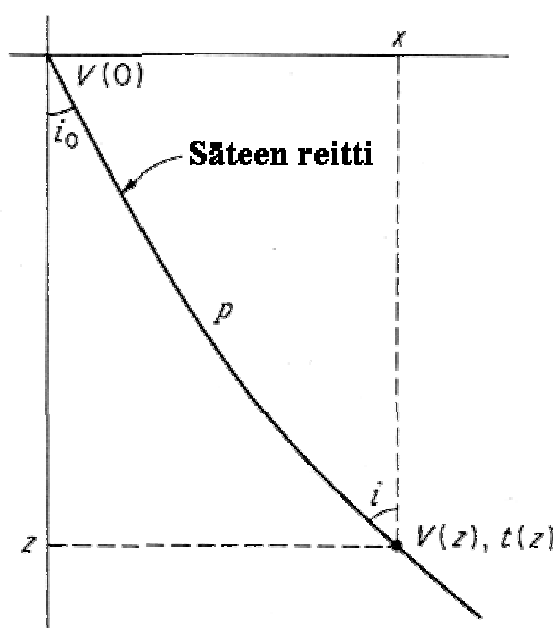
#### 3.1 Sädeteoriaa

Seismiset syväluotaukset perustuvat taittumislouotukseen (refraktioulouotukseen). Taittumislouotuksen perusteoria (esim. Musset ja Khan, 2000; Sheriff, 1989; Sheriff ja Geldart, 1982) ei kuitenkaan riitä syväluotauksia tulkittaessa, sillä syväluotausprofiileilla kerroksia on useita, kerrospaksuudet ovat suuria ja nopeus kerrosten sisällä muuttuu syvyyden funktiona. Syväluotauksen tulkintamenetelmät perustuvat yleensä seismisten säteiden kulkureittien ja kulkuaikojen määrittämiseen eli niin sanottuun säteenseurantaan (ray tracing). Seismistä sädeteoriaa on käsitelty useissa alan oppikirjoissa (mm. Grant ja West, 1965; Lay ja Wallace, 1995; Kaufman ja Levshin, 2000). Tässä kappaleessa käytetty esitystapa perustuu suurelta osin Layn ja Wallacen (1995) oppikirjaan.

Seismiset aallot etenevät väliaineessa Huygen'sin periaatteen mukaisesti, jolloin seismisen aallon jokainen kohta on uuden aallon lähdepiste. Seismiset aallot etenevät aaltorintamina ja seismiset säteet saapuvat vastaanottimiin Fermat'n periaatteen mukaan lyhintä reittiä pitkin heijastuen ja taittuen eri rajapinnoilla Snellin lain mukaan. Seismisten säteiden reitit ovat käyriä, kun nopeus muuttuu syvyyden funktiona (kuva 3.1). Snellin laista saadaan koko säteen etenemisen ajan vakiona pysyvä sädeparametri  $P$

$$P = \frac{\sin i}{V(z)}, \quad (3.1)$$

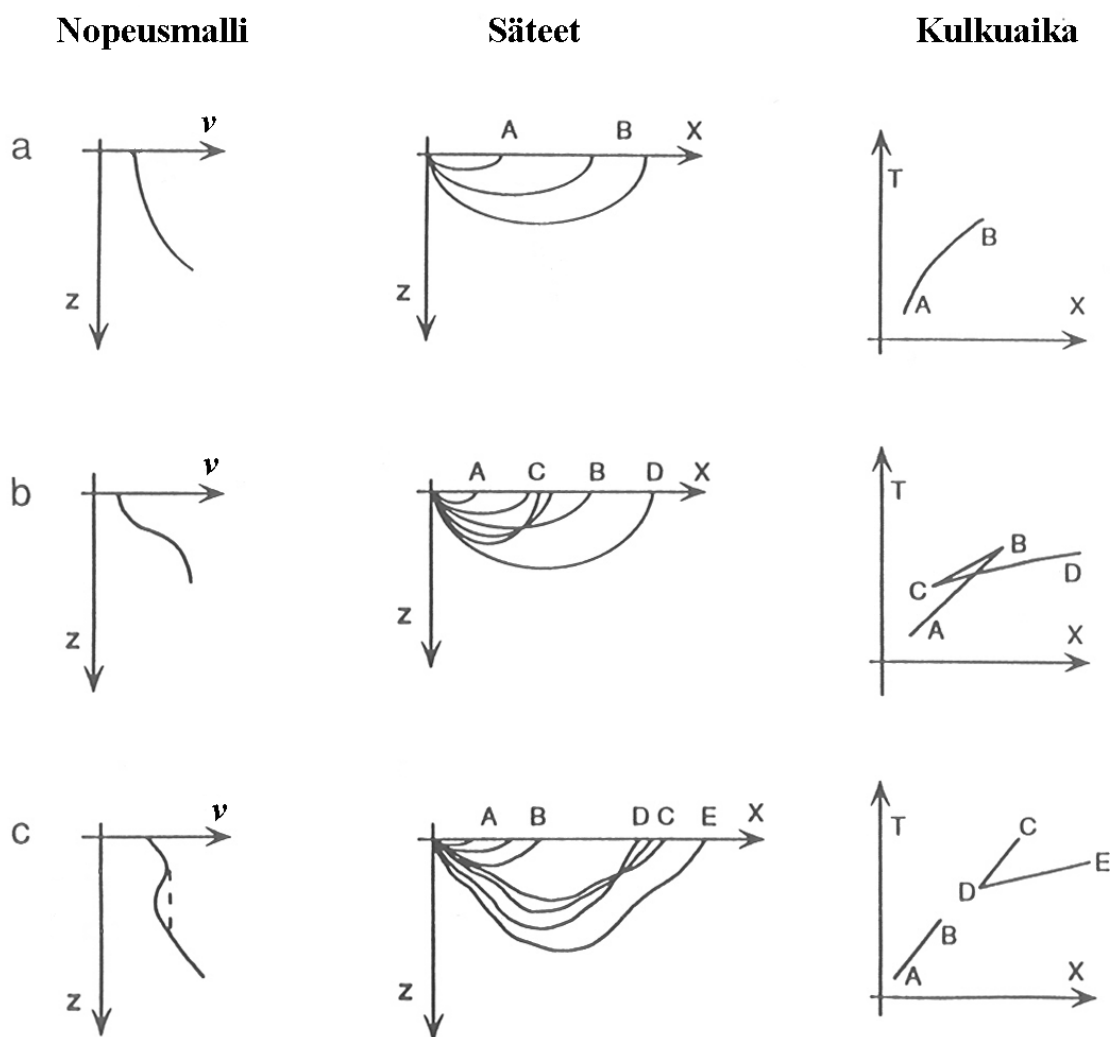
missä  $i$  on kulma ja  $V(z)$  nopeus. Sädeparametrin arvo riippuu lähtökulmasta ja pintanopeudesta. Kaavan 3.1 mukaan säteet kaartuvat ylöspäin (kohti maanpintaa) nopeuden kasvaessa ja alaspäin nopeuden laskiessa syvyyden funktiona. Maankuoressa seisminen nopeus yleensä kasvaa syvyyden funktiona, joten säteet kaartuvat ylöspäin ja palaavat lopulta takaisin maan pinnalle (kuva 3.2). Sädereitin syvimmissä kohdassa (kääntöpisteessä), syvyydellä  $z_c$  kulma  $i$  on  $90^\circ$ , joten nopeus  $V(z_c) = 1/P$ . Nopeus kääntöpisteessä ( $V(z_c)$ ) on myös säteen näennäinen nopeus.



**Kuva 3.1.** Seismisen säteen kulkureitti on käyrä, kun nopeus kasvaa syvyyden funktiona. Snellin laista saadaan määritettyä sädeparametri  $P$ , joka on vakio koko säteen etenemisen ajan.

Kuvassa 3.2 on tarkasteltu säteiden reittejä ja kulkuaikakuvaajia kolmen erilaisen nopeusjakauman tapauksessa. Jos seisminen nopeus kasvaa hitaasti syvyyden funktiona, sädereitit ovat ylöspäin kaartuvia ja kulkuaikakuvaaja on loiva-asentoinen käyrä (kuva 3.2a). Jos nopeus jollakin syvyysvälillä kasvaa hyvin nopeasti (nopeusgradientti on suuri), kulkuaikakäyrään muodostuu "lenkki" (kuva 3.2b). Sellaiset seismiset säteet, jotka kääntyvät ennen nopeusgradientin muutosta tuottavat tavallisen loiva-asentoisen kulkuaikakuvaajan (A-B kuvassa 3.2b). Suuren nopeusgradientin alueelle ulottuvat säteet kääntyvät siten, että mitä syvemmmältä säteet tulevat, sitä lyhyemmälle etäisyydelle lähdepisteestä ne saapuvat (B-C kuvassa 3.2b). Säteet, jotka kääntyvät suuren gradientin alapuolisessa osassa, tuottavat tavallisen loiva-asentoisen kulkuaikakuvaajan (C-D kuvassa 3.2b). Suuren nopeusgradientin tapaus muistuttaa erillisten kerrosten tapausta, jolloin nopeusjakaumassa on epäjatkuvuuskohta (kuva 3.3). Erillisten kerrosten tapauksessa kulkuaikakuvaaja on hyvin samankaltainen, mutta kulkuaikakuvaajan osuus B-C muodostuu epäjatkuvuuskohdasta heijastuneiden aaltojen ensipulsseista.

Alhaisemman nopeuden (laskevan nopeusgradientin) alue jollakin syvyydellä aiheuttaa maan pinnalle varjovyöhykkeen, johon ei saavu säteitä (etäisyys B-D kuvassa 3.2c) sekä katkoksen kulkuaikakuvaajaan. Yläosassa kääntyvät säteet saapuvat normaalisti (A-B kuvassa 3.2c). Laskevan nopeusgradientin alueella säteet kaartuvat alaspäin ja alkavat kaartua ylöspäin vasta kun nopeus jälleen kasvaa. Kunnes nopeus saavuttaa tason, jolla se oli ennen nopeuden alenemista, säteet saapuvat sitä lyhyemmälle etäisyydelle mitä syvemmältä ne tulevat (C-D kuvassa 3.2c). Kun nopeus on jälleen suurempi kuin ennen nopeuden alenemista, säteet etenevät normaalilla tavalla (D-E kuvassa 3.2c).



**Kuva 3.2.** Seismisten aaltojen säteet ja kulkuaikakuvaajat erilaisten nopeusmallien tapauksessa. Kuvissa lähtökohtana on käytetty Layn ja Wallacen (1995) kuvia. a) Kun nopeus kasvaa hitaasti syvyyden funktiona, kulkuaikakuvaaja kaartuu loivasti. b) Jos jollakin syvyysvälillä on suuri nopeusgradientti, kulkuaikakuvaajaan muodostuu "lenkki". c) Alhaisen nopeuden alue jollakin syvyysvälillä aiheuttaa varjovyöhykkeen, johon ei saavu säteitä lainkaan sekä katkoksen kulkuaikakuvaajaan.

Säteen etenemä matka maan pinnalla ja matkaan kulunut aika saadaan kaavoista

$$X = 2P \int_0^{z_c} \frac{v(z)dz}{\sqrt{1 - P^2 v^2(z)}} \quad \text{ja} \quad (3.2)$$

$$T = 2 \int_0^{z_c} \frac{dz}{v(z)\sqrt{1 - P^2 v^2(z)}} = PX + 2 \int_0^{z_c} \sqrt{\frac{1}{v^2(z)} - P^2} dz. \quad (3.3)$$

Kaavoissa  $z_c$  on säteen syvin piste (kääntöpiste). KulkuaiKayhtälön jälkimmäisen esitystavan mukaisesti kulkuaiKayhtälö voidaan jakaa kahteen osaan, joista toinen termi riippuu etäisyydestä  $X$  ja toinen syvyydestä  $z$ .

Seismisen aallon amplitudia voidaan arvioida tarkastelemalla energiatihyyttä ( $E$ ). Energian määrä pysyy vakiona ( $K$ ), mutta se jakautuu laajalle alueelle, kun seismiset aallot etenevät maankamarassa. Energiatiheys etäisyydellä  $X$  saadaan kaavasta (Lay ja Wallace, 1995)

$$E(X) = \left( \frac{K}{2\pi} \right) v_0 \left( \frac{\tan i_0}{X \cos i_0} \right) \left( \frac{d^2 T}{dX^2} \right), \quad (3.4)$$

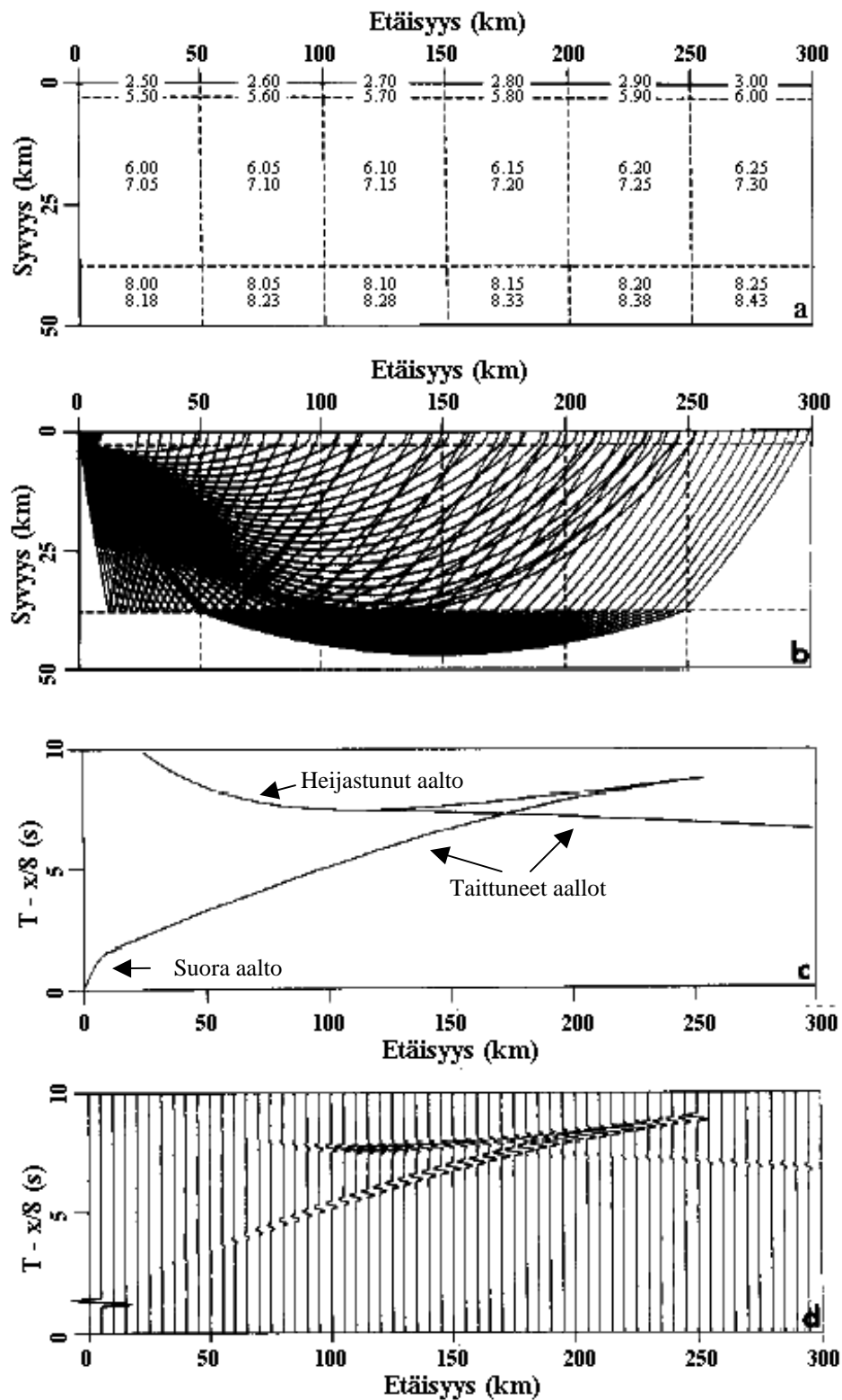
missä  $v_0$  on lähtönopeus,  $i_0$  on lähtökulma. Seismisen aallon amplitudi on verrannollinen energiatihyyden neliöjuureen. Yhtälöiden 3.2 ja 3.2 perusteella sädeparametri  $P$  voidaan ilmaista myös  $P = dT/dX$ , joten amplitudi on verrannollinen sädeparametrin muutokseen. Sellaiset maankuoren nopeusrakenteet, joissa  $P$  muuttuu nopeasti, tuottavat suuria amplitudeja ja vastaavasti  $P$ :n ollessa vakio tai muuttuessa hitaasti, amplitudit ovat pieniä (Lay ja Wallace, 1995).

Kuvassa 3.3 on esitetty yksinkertaisen maankuoren nopeusmallin mukaiset sädereitit, kulkuaiKakuvaajat ja synteettiset seismogrammit. Kyseessä on kolmikerroksinen maankuoren malli, jossa on hieman nopeusvaihtelua. Sädereitit ja kulkuaiKakuvaajat on esitetty suoralle aallolle, toisessa ja kolmannessa kerroksessa taittuneille aalloille sekä toisen kerroksen pohjasta heijastuneille aalloille.

Syväluotauksissa nopeusmuutokset kerrosten välillä ovat yleensä pieniä, joten eri kerroksista saapuneiden kulkuaiKakuvaajien erot ovat myös pieniä. Tämän vuoksi rekisteröintien kulkuajat yleensä redusoidaan, jotta kulkuaiKakuvaajien erot saadaan paremmin näkyviin. Kulkuajan redusoinnissa käytetään kaavaa

$$T_{red} = T - \frac{X}{v_{red}}, \quad (3.5)$$

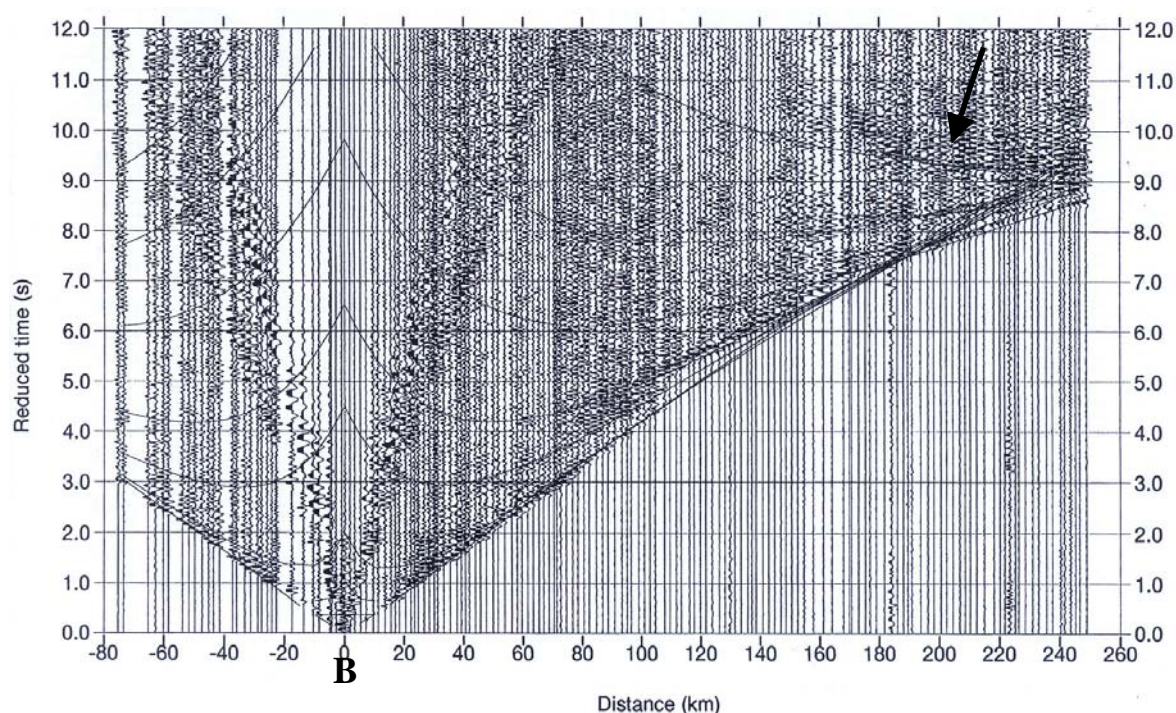
missä  $T$  on alkuperäinen kulku aika,  $X$  on etäisyys ja  $v_{red}$  on redusointinopeus, joka valitaan tulkittavan kohteen mukaan ja on yleensä 6–8 km/s.



**Kuva 3.3.** Yksinkertainen maankuoren malli. a) Mallin mukainen nopeusjakauma, joka koostuu kolmesta kerroksesta. Jokaisessa kerroksessa on kuusi blokkia, joiden ylä- ja alapinnan nopeudet (km/s) on esitetty kuvassa. b) Suorien, heijastuneiden ja taittuneiden säteiden reitit. c) Kuvan b säteille lasketut redusoidut kulkuaikakuvaajat. d) Kuvan b säteiden perusteella laskettu syntetinen sektio. Kuvat on muokattu Zeltin ja Ellisin (1988) julkaisun kuvista.

Kuvan 3.3c avulla voidaan tarkastella eri kulkeaikakuvaajien muotoa ja esiintymistä. Kerroksen pohjasta heijastuneiden aaltojen ensipulssien muodostama kulkeaikakuvaaja on hyperbeli ja se lähestyy asymptootisesti kerroksessa taittuneiden aaltojen kulkeaikakuvaajaa. Seuraavan kerroksen taittuneiden aaltojen kulkeaikakuvaaja alkaa siltä etäisyydeltä, missä se leikkaa heijastuneen aallon kulkeaikakuvaajaa. Jos kerroksia olisi enemmän, tällaisia kulkeaikakuvaajista muodostuvia "lenkkejä" olisi useita.

Kuvassa 3.4 on esimerkki syväluotauksen rekisteröinnistä. DSS-luotauksen tulokset esitetään yleensä kuvassa, johon eri geofonien rekisteröinnit on järjestetty siten, että x-akselilta nähdään geofonin etäisyys lähdepisteestä ja y-suunnassa on geofonin rekisteröinti ajan funktiona. Kuvassa 3.4 on FENNIA-luotauksen B-pisteen rekisteröinnit ja sen päälle piirrettynä mallinnetut kulkeaikakuvaajat eri kerroksista taittuneille ja heijastuneille aalloille (FENNIA working group, 1998). Kuvasta voidaan havaita eri kerroksista taittuneiden aaltojen ensipulssit sekä eri kerroksista heijastuneiden aaltojen signaaleja. Esimerkiksi Mohosta tuleva heijastus on selvästi havaittavissa rekisteröinneissä kuvan 3.1 oikeassa laidassa.



**Kuva 3.4.** Esimerkki taittumislouotauksen rekisteröinnistä. Kuvassa on FENNIA-linjan B-pisteen rekisteröinti sekä sen päälle piirrettynä (yhtenäiset mustat viivat) mallinnuksen avulla lasketut teoreettiset kulkeaikakuvaajat. Suorahkot viivat ensipulssien päällä ovat taittuneiden aaltojen ja ylöspäin kaartuvat viivat ovat heijastuneiden aaltojen mallinnettuja kulkeaikakuvaajia. Eri kerroksista taittuneiden aaltojen ensipulssien muodostamat kulkeaikakuvaajat ovat sitä loiva-asentoisempia mitä suuremman nopeuden kerroksesta ne tulevat. Kuvassa redusointinopeus on 8 km/s, joten ko. nopeudella etenevän aallon kulkeaikakuvaaja olisi vaakasuora. Kulkeaikakuvaajien kulmakerrointen avulla voidaan määrittää kerrosten nopeudet. Joidenkin rajapintojen heijastukset näkyvät hyvin selvästi aineistossa, esimerkiksi Mohosta tuleva heijastus näkyy nuolen osoittamassa kohdassa. (Kuva: FENNIA working group, 1998)

### 3.2 Syväluotauksen mallinnus

Syväluotausten tulkinnessa käytetään yleensä iteratiivista mallinnusmenetelmää, jossa lähtökohtana on karkea kerrosmalli. Tietokoneohjelmien avulla mallille lasketaan seismisten aaltojen säderatoja, kulkuajakoja ja amplitudeja. Tulosten perusteella lasketaan synteettisiä seismogrammeja, joita verrataan havaintoaineistoon. Tämän jälkeen mallia muutetaan, jotta mallin perusteella lasketut suureet vastaisivat paremmin havaintoaineistoa. Malli pyritään kuitenkin pitämään mahdollisimman yksinkertaisena. Iteraatiota jatketaan, kunnes mallin perusteella lasketut kulkuajat ja amplitudit vastaavat riittävän hyvin havaittua dataa.

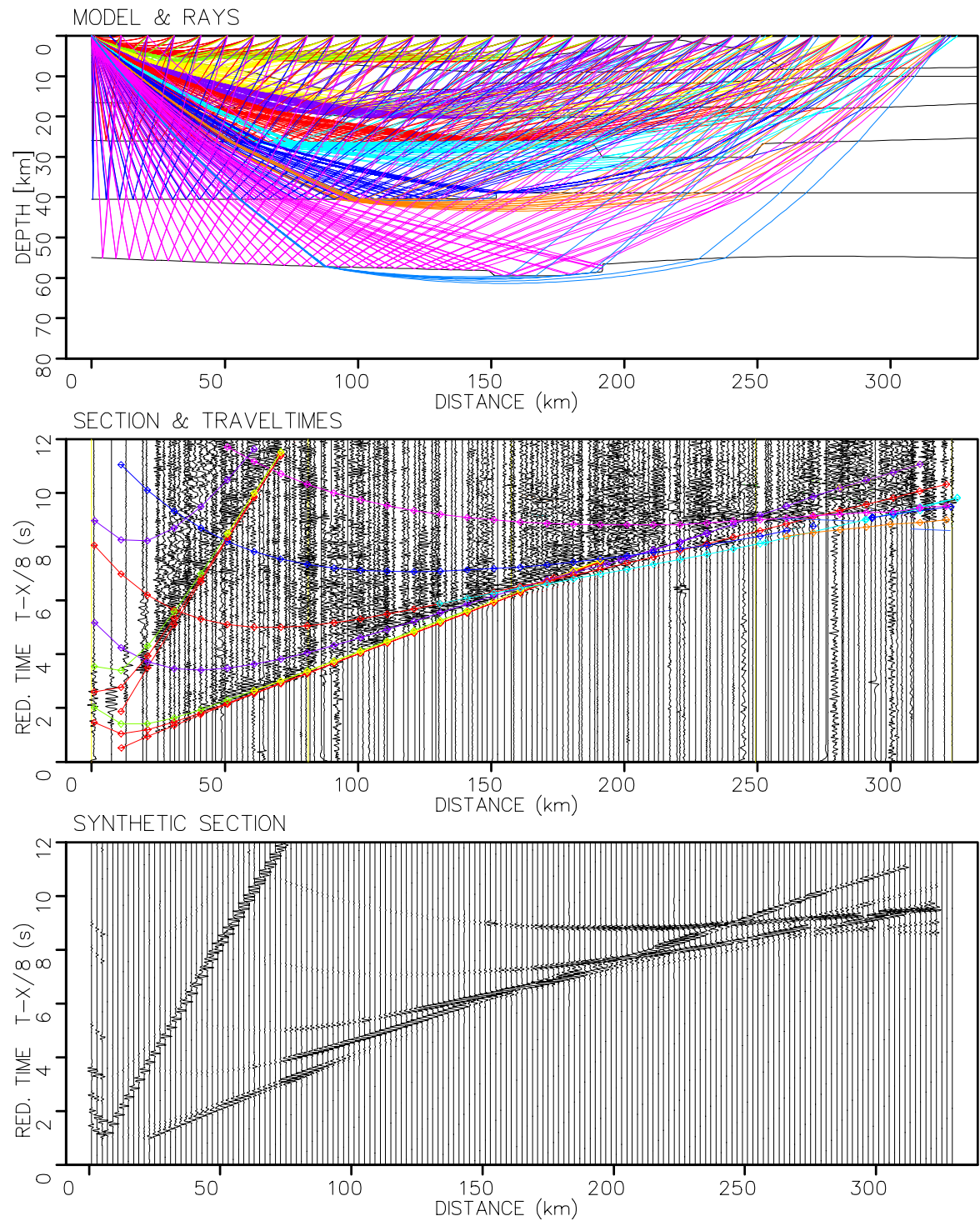
Seismisen syväluotauksen mallinnuksessa voidaan käyttää säteenseuranta-menetelmään perustuvaa *SEIS83*-ohjelmaa (Cerveny ja Psencik, 1983). *SEIS83*-ohjelmalle annettava malli on 2-dimensionaalinen numeerinen kerrosmalli, jossa kerrosten rajapinnat jatkuvat mallin vasemmasta reunasta oikeaan reunaan. Rajapinnat voivat kuitenkin olla tietyiltä osin kuviteltuja tai yhtyä toisiinsa, mikä tekee mahdolliseksi päättävät kerrokset ja lohkorakenteet. Mallin yksittäisessä kerroksessa voi olla sekä horisontaalista että vertikaalista nopeusvaihtelua.

*SEIS83*-ohjelma laskee lähdepisteestä mallin pinnalle sijoitettuihin vastaanottimiin saapuvat seismisten aaltojen säderadat, säteiden kulkuajat ja amplitudit vaihesiirtoineen. Lisäksi *SEIS83*-ohjelmapaketti sisältää erilliset ohjelmat mallin nopeuskentän tasoittamiseksi, synteettisten seismogrammien laskemiseksi sekä säteiden, kulkuajakoja, amplitudi-etiäisyys-riippuvuuksien ja synteettisten seismogrammien piirtämiseksi.

*Zplot*-ohjelman (Zelt, 1994) avulla *SEIS83*-ohjelmalla laskettuja suureita voidaan verrata havaittuihin rekisteröinteihin. Ohjelman avulla seismisiä rekisteröintejä voidaan myös editoida (mm. suodattaa ja muuttaa amplitudia) sekä aineistosta voidaan poimia signaalien kulkuajakoja, jotta aineistojen vertailu olisi helpompaa. Lisäksi *zplot*-ohjelman avulla saadaan tulostettua kuvia rekisteröinneistä ja synteettisistä seismogrammeista.

Käytännössä profiilin malli tehdään pinnalta syvemmälle päin. Mallinnuksessa muutettavia parametreja ovat rajapintojen muoto ja sijainti sekä rajapintojen rajaamien kerrosten nopeusjakaumat. Ensin luodaan ensimmäisen kerroksen pohjan rajapinta sekä nopeuskentät ensimmäiselle ja toiselle kerrokselle. Mallin perusteella laskettuja taittuneiden ja heijastuneiden aaltojen kulkuajakoja sekä amplitudeja verrataan mitattuun aineistoon. Kerrosrajapinnan muotoa ja paikkaa sekä kerrosten nopeuskenttiä muutetaan, kunnes teoreettiset signaalit sopivat riittävän hyvin havaintoaineistoon. Ensimmäisen kerroksen mallinnuksen jälkeen malliin luodaan seuraava rajapinta (toisen kerroksen pohja) ja tehdään sama proseduuri uudelleen. Mallinnusta jatketaan kunnes koko malli on valmis. Kuvassa 3.5 on esimerkki luotausaineistosta, mallinnuksen avulla saadusta mallista, synteettisistä seismogrammeista sekä taittuneiden ja heijastuneiden säteiden kulkuradoista.





**Kuva 3.5.** SVEKA'81-linjan lähdepisteen A rekisteröinnit ja mallinnetut säteiden kulkuradat ja kulkuajat. Ylimmässä kuvassa taustalla on SVEKA81-malli ja sen päällä eri värein esitettyinä mallin mukaisia säteiden kulkureittejä suorille, heijastuneille ja taittuneille aalloille. Keskimmäisessä kuvassa on SVEKA'81-linjan lähdepisteen A rekisteröinnit ja niiden päällä ylimmässä kuvassa esitettyjen säteiden perusteella lasketut kulkuajakuvaajat (värilliset viivat). Alimmassa kuvassa näkyy lasketut synteettiset seismogrammit amplitudeineen. Kuvat perustuvat Gradin ja Luoston (1987) SVEKA'81-malliin.



## 4 Seismiset aineistot

Tässä työssä on käytetty seismisiä taittumisluotausaineistoja, eri kivilajien laboratoriomittaustuloksia sekä ksenoliittinäytteille laskettuja nopeustuloksia. Seismiset taittumisluotausmallit antavat tietoa maankuoressa esiintyvistä seismisistä nopeuksista. Tässä työssä on käytetty Suomessa tehtyjen SVEKA'81-, SVEKA'91-, BALTIC-, FENNIA- ja POLAR-taittumisluotausten nopeusmalleja, joiden sijainti kartalla on esitetty kuvassa 4.1. Työssä on käytetty myös Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriomittaustuloksia eri kivilajien P-aaltojen nopeuksille erilaisissa paine- ja lämpötilaosuhteissa sekä Christensenin (1996) laboratoriotuloksia eri kivilajien  $V_P/V_S$ -suhteille. Näiden laboratoriomittaustulosten perusteella voidaan selvittää seismiset nopeudet yksittäisissä kivilajeissa maankuoren paine- ja lämpötilaoloja vastaavissa tilanteissa. Lisäksi Suomesta löydetyille, kimberliittihiippujen mukana pinnalle tulleille alakuoren ksenoliiteille on laskettu P-aallon nopeudet sekä  $V_P/V_S$ -suhde.

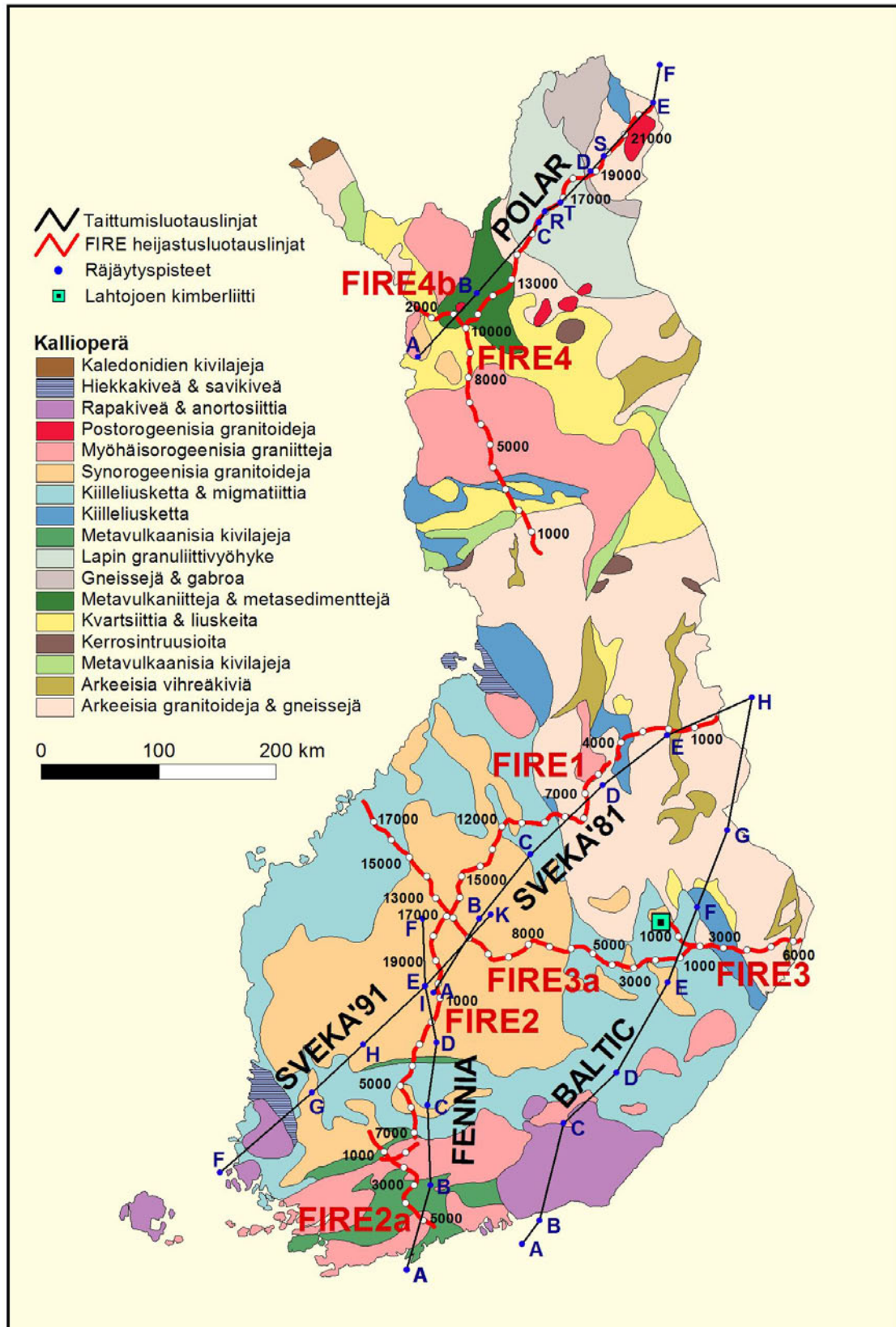
### 4.1 Suomen taittumisluotausmallit

Tässä työssä käytetyt SVEKA'81-, SVEKA'91-, BALTIC-, FENNIA- ja POLAR-taittumisluotauslinjat on luodattu kansainvälisenä yhteistyönä 1980- ja 1990-luvuilla. Luotauksissa käytettiin yleisesti samankaltaista menetelmää. Räjähdyksinä olivat 100–1600 kg panokset 60–80 km:n etäisyyksillä toisistaan. Räjähdykset tehtiin pienissä järvissä tai meressä. Rekisteröintiasemia oli noin 2 km välein. Luotausten 2-D mallit tehtiin käyttäen SEIS83-säteenseurantaohjelmaa (Cerveny and Psencik, 1983). Tässä työssä on käytetty taittumisluotauslinjoilta aiemmin tehtyjä malleja, joiden kirjallisuusviitteet sekä muut perustiedot on esitetty taulukossa 4.1.

**Taulukko 4.1.** Tässä työssä käytettyjen taittumisluotauslinjoilta tehtyjen mallien tiedot.

Luotauslinja	SVEKA'81	SVEKA'91	BALTIC	FENNIA	POLAR
Luotausvuosi	1981	1991	1982	1994	1985
Linjan pituus (km)	410	350	560	330	440
Mallin syvyys (km)	100	72	100	100	60
Räjähdytpisteiden määrä	5+1	5	8	6	6+3
Kirjallisuusviitteet	1, 2, 3, 4, 5	1, 4, 6	1, 7, 8	9	1, 10, 11, 12

1) Luosto, 1997, 2) Luosto et al., 1984, 3) Grad ja Luosto, 1987, 4) Korsman et al., 1999, 5) Heikkinen ja Luosto, 2000, 6) Luosto et. al., 1994, 7) Luosto et al., 1985, 8) Luosto et al, 1990, 9) Fennia Working Group, 1998, 10) Luosto et al., 1989, 11) Walther ja Flüh, 1993, 12) Kern et al., 1993



**Kuva 4.1.** Seismisten taittumisloukauslinjojen sijainti kartalla, siniset pisteet ovat räjätyspisteitä. Kuvassa ovat myös FIRE-heijastusloukauslinjojen (Kukkonen et. al., 2004; 2006) sijainnit, joihin on merkitty valkoisilla pisteillä CMP-pisteet 1000:n pisteen välein. Taustalla on GTK:n 1:10milj. kallioperäkarta.

#### 4.1.1 SVEKA'81

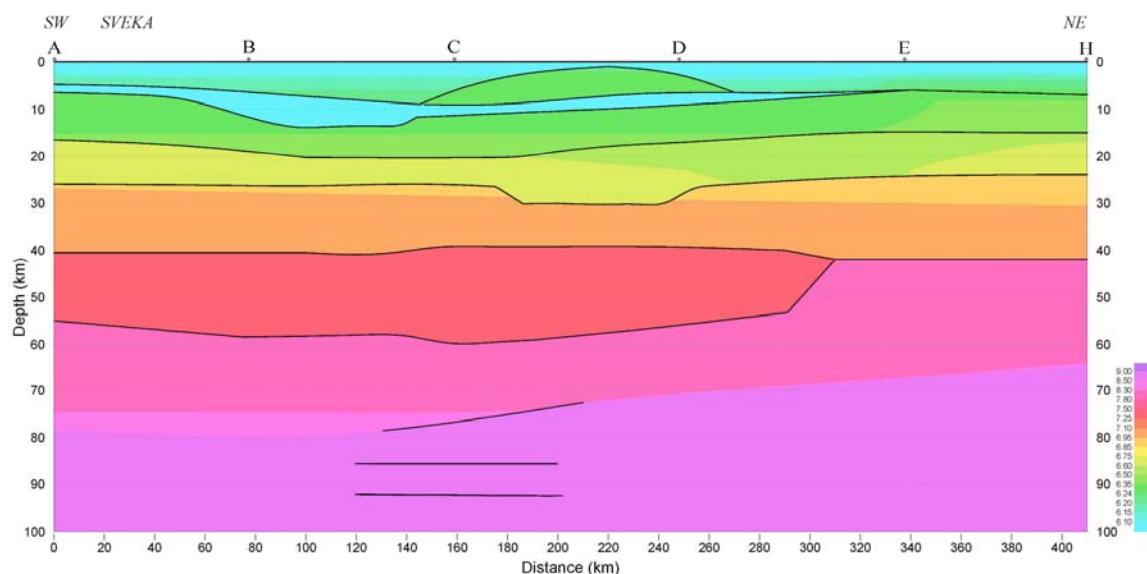
SVEKA'81-linja (Luosto et al., 1984; Grad ja Luosto, 1987; Luosto, 1997; Korsman et al., 1999; Heikkinen ja Luosto, 2000) on lounais-koillissuuntainen. Alkuperäinen linja koostui räjäytyspisteistä A-E, mutta linjaa jatkettiin myöhemmin koilliseen (räjäytyspisteeseen H) käyttämällä Kostamuksen kaivosräjäytyksiä (Yliniemi, 1989; Yliniemi et al., 1996). Lähdepisteen A rekisteröinti on esitetty kuvassa 3.5. SVEKA'81-linjan lounaisosassa (räjäytyspisteet A–C) on svekofennialaiseen kallioperään kuuluva Keski-Suomen granitoidikompleksi (1,8–1,9 Ga). Linjan keskellä räjäytyspisteiden C ja D välissä kulkee 50–100 km leveä Laatokka–Perämeri-vyöhyke, jossa on metasedimenttisiä ja -vulkaanisia liuskemuodostumia. Koillisosassa on vanhaa arkeista kallioperää (2,6–2,8 Ga). Linjan kohdalla arkeinen kallioperä koostuu pääasiassa granodioriittisista ja tonaliittisista gneisseistä, joiden päällä on paikoin nuorempia metasedimenttisiä muodostumia.

SVEKA'81-nopeusmallin mukaan (kuvat 4.2 ja 4.3) kuori voidaan jakaa kolmeen kerrokseen; ylä-, keski- ja alakuoreen. Kuoren paksuus vaihtelee 42–59 km:n välillä. Linjan länsi- ja keskiosissa kuoren paksuus on 55–59 km, mutta itäosan arkeisella alueella kuori on ohuempi ja sen paksuus on noin 42 km.

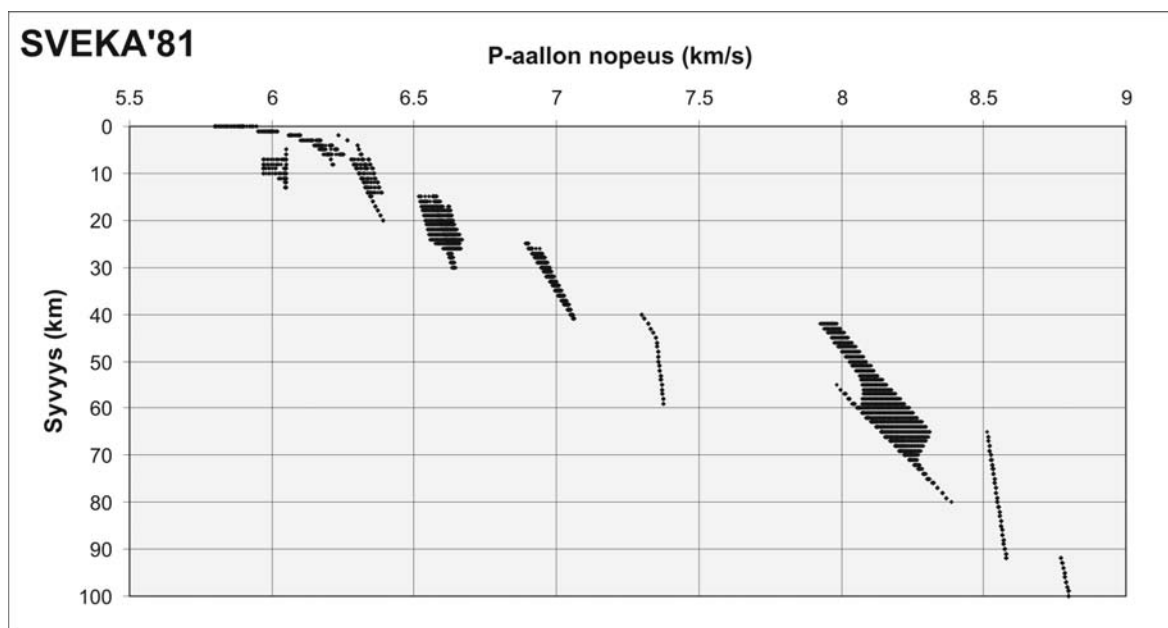
SVEKA'81-mallin mukaan yläkuoressa on kaksi kerrosta ja kokonaisuudessaan yläkuoren paksuus on noin 15–20 km. Yläkuoren yläosa ulottuu 7–14 km syvyyteen ja P-aallon nopeudet vaihtelevat välillä 5,8–6,3 km/s. Gradin ja Luoston (1987) mukaan  $V_P/V_S$ -suhde on linjan arkeisessa osassa 1,67 ja läntisessä osassa 1,70–1,74. Ylimmässä yläkuoressa räjäytyspisteiden C ja D välissä (Iisalmen alueella) on hieman yli 100 km pitkä ja noin 5 km paksu korkean nopeuden yksikkö, joka ohenee reunoja kohti. Seismiset P-aallon nopeudet kohoavat lähelle 6,35 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on yksikön yläosassa 1,69 ja kasvaa alaspäin mentäessä 1,74:ään. Ylimmän yläkuoren alaosassa on 1–7 km paksu matalan nopeuden kerros, joka esiintyy lähes koko profiililla aivan koillisinta osaa lukuun ottamatta. Kerroksessa P-aallon nopeus on 0,1–0,15 km/s alhaisempi kuin yläpuolisessa kerroksessa ja  $V_P/V_S$ -suhde vaihtelee välillä 1,67–1,71. Yläkuoren alemmassa osassa, matalan nopeuden kerroksen alapuolella seismiset P-aallon nopeudet ovat 6,3–6,4 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,70–1,72. Kerros on noin 10 km paksu ja ulottuu 15–20 km:n syvyyteen.

SVEKA'81-mallissa keskikuoren paksuus on profiilin kohdasta riippuen noin 7–14 km ja se sijaitsee 15–30 km:n syvyydessä. P-aallon nopeus vaihtelee välillä 6,5–6,7 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,75–1,76. Linjan keskiosassa keskikuori on paksuimmillaan ja ulottuu noin 5 km muuta linjaa syvemmälle. Keskikuoressa on jonkin verran lateraalisia nopeusmuutoksia, jonka vuoksi seismiset nopeudet ovat hieman korkeampia linjan koillisosassa.

Alakuori koostuu kahdesta kerroksesta. Ylempi alakuori on 8–15 km paksu ja on 25–40 km syvyydessä. P-aallon nopeus vaihtelee 6,9–7,1 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,76–1,77. Tämän kerroksen alapuolella linjan lounais- ja keskiosissa on vielä 15–20 km paksu alin alakuori, joka ulottuu 53–59 km:n syvyyteen. P-aallon nopeus alimmassa kuoressa on 7,3–7,4 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,77. Moho-rajapinnan alapuolella (ylävaipassa) P-aallon nopeudet ovat 7,9–8,0 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,73.



**Kuva 4.2.** SVEKA'81-nopeusmalli P-aalloille (Grad ja Luosto, 1987; Heikkinen ja Luosto, 2000). Linjan sijainti on esitetty kuvassa 4.1.

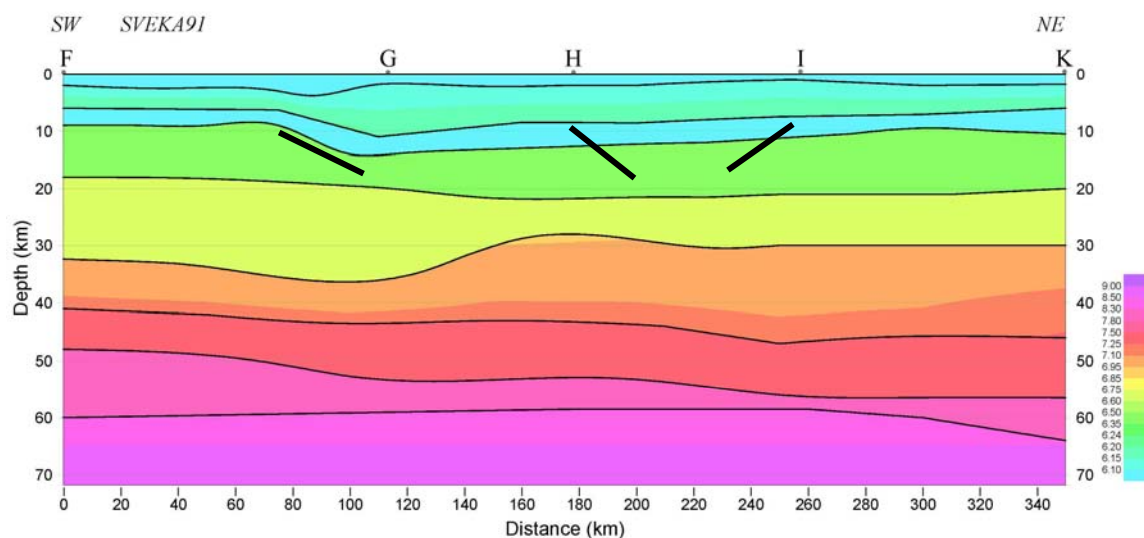


**Kuva 4.3.** SVEKA'81-mallista (Grad ja Luosto, 1987; Heikkinen ja Luosto, 2000; kuva 4.2) poimitut P-aallon nopeudet syvyyden funktiona. Nopeudet on poimittu kuvassa 4.2 esitetyn mallin nopeuskentästä 1 km:n syvyysvälein ja 4 km:n välein pitkin profiilia.

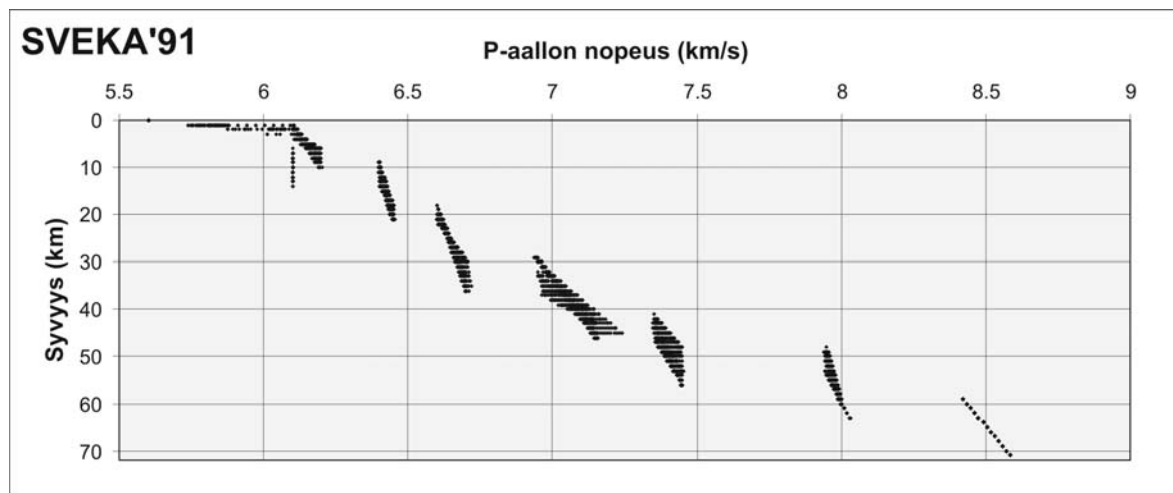
#### 4.1.2 SVEKA'91

SVEKA'91-linja on SVEKA'81-linjan jatke ja sijaitsee svekofennialaisella kallioperäalueella (1,8–1,9 Ga) (kuva 4.1). Linjan lounaisosassa (räjäytyspisteiden F ja G välissä) on nuoremmat Laitilan rapakivi-intruusio (1,5 Ga) ja Satakunnan hiekkakivi-muodostuma (1,2 Ga). Räjäytyspisteiden G ja H välissä linja ylittää Tampereen

liuskekivivyöhykkeen, jonka jälkeen koilliseen mentäessä alkaa Keski-Suomen granitoidialue. SVEKA'91-mallin mukaan (Luosto et al., 1994; Luosto, 1997; Korsman et al., 1999; kuvat 4.4 ja 4.5) kuori voidaan jakaa ylä-, keski- ja alakuoreen. Myös SVEKA'91-mallista on havaittavissa Etelä-Suomelle tyypillinen paksu kuori. Kuoren paksuus kasvaa koilliseen mentäessä 48 km:stä 56 km:iin.



**Kuva 4.4.** SVEKA'91-linjan nopeusmalli (Luosto et al., 1994). Paksut kaltevat viivat ovat heijastajia. Linjan sijainti kartalla on esitetty kuvassa 4.1.



**Kuva 4.5.** SVEKA'91-mallista (Luosto, et al., 1994; kuva 4.4) poimitut P-aallon nopeudet syvyyden funktiona. Nopeudet on poimittu mallin nopeuskentästä 1 km:n syvyysvälein ja 5 km:n välein pitkin profiilia.

Yläkuori koostuu kahdesta kerroksesta ja ulottuu noin 20 km:n syvyyteen. Ylemmän yläkuoren paksuus on 9–14 km ja seismiset P-aallon nopeudet vaihtelevat välillä 5,7–6,2 km/s.  $V_P/V_S$ -suhde on yleisesti 1,70–1,72, mutta aivan kuoren pintaosissa (ylimmät 1–2 km)  $V_P/V_S$ -suhde on 1,73–1,76. Ylemmän yläkuoren alaosassa on 3–4 km paksu matalan

nopeuden kerros, jossa P-aallon nopeudet ovat noin 6,1 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,73. Alempi yläkuori muodostuu noin 10 km paksuisesta kerroksesta, jossa P-aallon nopeus on 6,4–6,45 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,73–1,74. Yläkuoressa on myös havaittavissa kaltevia heijastajia (Luosto et al., 1994; kuva 4.4), jotka liittyvät todennäköisesti kuoren tektonisiin rakenteisiin.

Keskikuori on linjan lounasosassa 15 km paksu ja ohenee keskiosissa noin 7 km:iin ja paksunee taas kohden koillisosaa, jossa sen paksuus on noin 10 km. P-aallon nopeus on 6,6–6,75 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,76. Keskikuori ulottuu lounaassa noin 33 km syvyyteen ja koillisessa noin 30 km syvyyteen.

Alakuori voidaan jakaa kahteen kerrokseen. Ylempi alakuori on lounaisosassa 8 km paksu ja paksunee keskiosissa ollen koillisosassa noin 16 km paksu. Seisminen P-aallon nopeus vaihtelee välillä 6,95–7,25 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,77. Kerros ulottuu lounaisosassa 41 km:n ja koillisosassa 46 km:n syvyyteen. Ylemmän alakuoren alapuolella on noin 10 km paksu alempi alakuori. Alempi alakuori on hieman keskimääräistä ohuempi lounaisosassa, jossa alakuoren paksuus on noin 7 km. Lounaisosassa alakuori ulottuu 48 km:n syvyyteen ja koillisosassa 56 km:n syvyyteen. Nopeudet alakuoressa ovat välillä 7,35–7,45 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,77. Ylävaipan P-aallon nopeudet ovat yli 7,9 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,78.

### 4.1.3 BALTIC

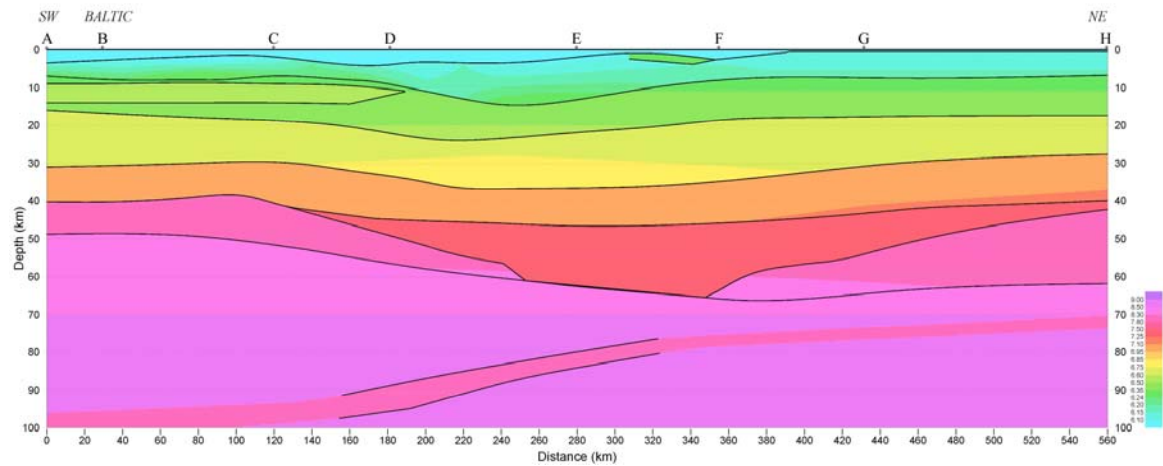
BALTIC-linja (Luosto et al., 1985; 1990; Luosto, 1997) on 430 km pitkä ja se ylittää kolme erilaista geologista yksikköä. Pohjoisessa on arkeista kallioperää (2,5–2,8 Ga), keskiosissa svekofennialaista kallioperää (1,8–1,9 Ga) ja eteläosassa linja ylittää Viipurin rapakivialueen (1,6 Ga). BALTIC-mallin (kuvat 4.6 ja 4.7) mukaan kuoren paksuus vaihtelee suuresti. Etelä-osassa, rapakivialueella, kuoren paksuus on noin 40 km. Profiilin keskiosissa kuori on paksuimmillaan ulottuen noin 60 km:n syvyyteen. Kohti pohjoista mentäessä kuori ohenee taas lähelle 40 km. Kuori voidaan jakaa ylä-, keski- ja alakuoreen.

Yläkuori jakautuu kolmeen eri kerrokseen. Ylimmän kerroksen paksuus on linjan pohjoisosassa noin 0,5 km ja paksuimmillaan kerros on keskiosissa, jossa sen paksuus on 4 km. P-aallon nopeudet yläkuoren ylimmässä kerroksessa vaihtelevat välillä 5,7–6,2 km/s. Yläkuoressa räjäytyspisteiden E ja F välillä on 2–4 km:n syvyydellä pieni korkean nopeuden yksikkö, jossa P-aallon nopeus on 6,4 km/s. Tämä yksikkö aiheutuu todennäköisesti Outokumpu-jaksoon liittyvistä kivilajeista (Luosto et al., 1990). Yläkuoren toisen kerroksen pohja on sekä pohjois- että eteläosassa noin 8 km:n syvyydellä, mutta se ulottuu linjan keskiosissa noin 15 km:n syvyyteen. P-aallon nopeus on 6,1–6,3 km/s ja kerroksessa esiintyy pientä lateraalista nopeusgradienttia, jonka vuoksi kerroksen eteläosissa on hieman korkeampia nopeuksia kuin pohjoisosassa. Yläkuoren kolmannen kerroksen paksuus on noin 10 km ja kerros ulottuu syvimmillään linjan keskiosissa noin 24 km:n syvyyteen. Seismiset nopeudet ovat 6,3–6,55 km/s. Yläkuoren kolmannessa kerroksessa, linjan eteläosassa on noin 4 km paksu korkean nopeuden kerros, jossa P-

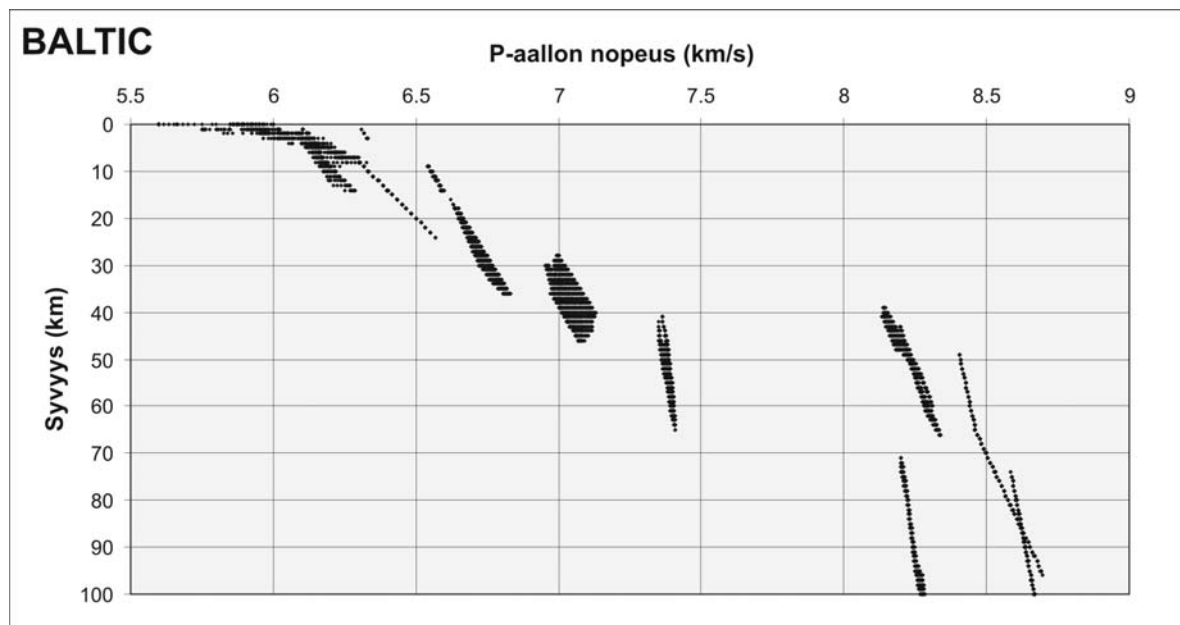


aallon nopeus on hieman yli 6,5 km/s.  $V_P/V_S$ -suhde yläkuoressa vaihtelee välillä 1,68–1,76.

Keskikuori koostuu 10–15 km paksusta kerroksesta, jossa nopeudet vaihtelevat 6,6–6,8 km/s. Kerros ulottuu 30–36 km syvyyteen. Keskikuori ulottuu yläkuoren tavoin linjan keskiosissa reuna-alueita syvemmmälle.  $V_P/V_S$ -suhde on 1,70–1,82. Linjan eteläosassa on ylä- ja keskikuoressa suuria  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja, jotka voidaan yhdistää rapakivimuodostuman alapuolella olevaan mafiseen muodostumaan (Luosto et al, 1990).



**Kuva 4.6.** BALTIC-linjan nopeusmalli (Luosto et al., 1990; Heikkinen ja Luosto, 2000). Linjan sijainti kartalla on esitetty kuvassa 4.1.



**Kuva 4.7.** BALTIC-mallista (Luosto et al., 1990; Heikkinen ja Luosto, 2000) poimitut P-aallon nopeudet syvyyden funktiona. Nopeudet on poimittu mallin nopeuskentästä 1 km:n syvyysvälein ja 5 km:n välein pitkin profiilia.

Alakuoren paksuus vaihtelee paljon. Linjan keskiosissa alakuoren paksuus on yli 20 km, mutta eteläosassa paksuus on 10 km ja pohjoisosassa 12 km. Keski- ja pohjoisosassa alakuori jakautuu kahteen erilliseen kerrokseen. P-aallon nopeus alakuoren yläosassa on 6,95–7,15 km/s ja alakuoren alimmassa osassa nopeus on keskimäärin 7,4 km/s.  $V_P/V_S$ -suhde alakuoressa on 1,74–1,78. Lisäksi nopeusmallin mukaan P-aallon nopeudet ylävaipassa ovat yli 8,1 km/s.

#### 4.1.4 FENNIA

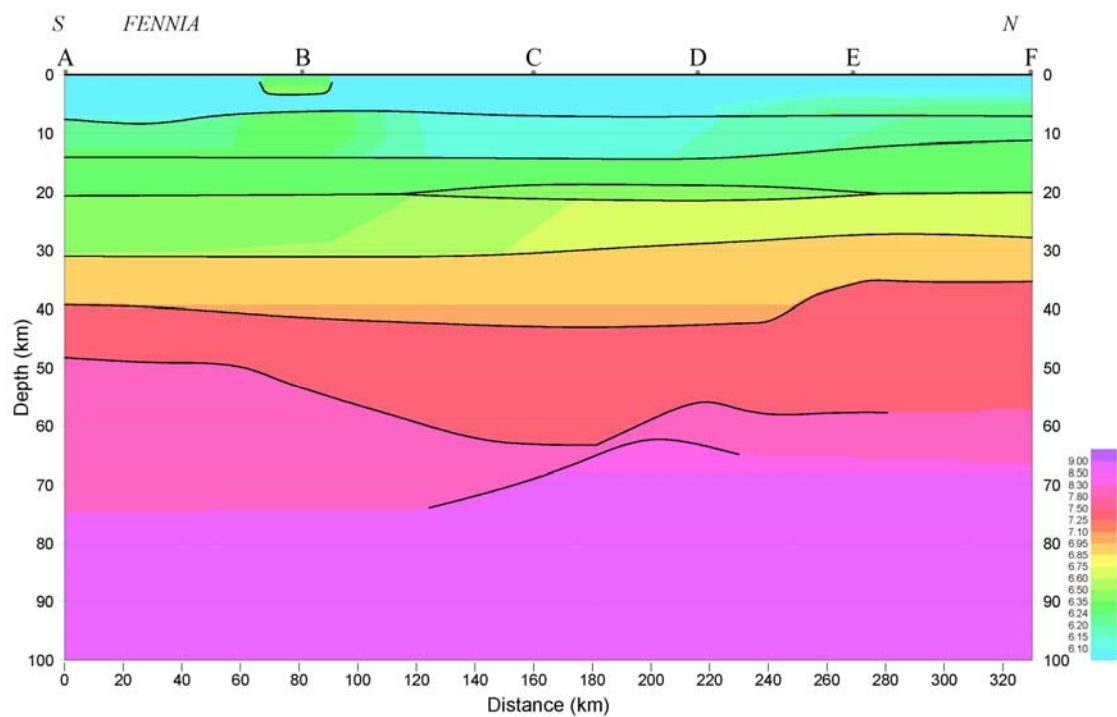
FENNIA-linjan eteläosa (0–120 km) ylittää Etelä-Suomen migmatiittialueen ja keskiosa (120–210 km) ylittää Tampereen liuskejakson. Linjan pohjoisosa (210–330 km) sijaitsee Keski-Suomen granitoidialueella. Kuvassa 3.4 on esitetty lähdepisteen B rekisteröinti. FENNIA-mallin (Fennia Working Group, 1998; kuvat 4.8 ja 4.9) mukaan kuori on hyvin paksu (62 km) profiilin keskiosissa, mutta ohenee hieman pohjoiseen mentäessä (57 km). Profiilin eteläosissa kuoren paksuuden muutos on suuri, ja kuori ohenee kohti eteläosaa, jossa sen paksuus on vain 48 km.

Yläkuoren pintaosissa P-aallon nopeus on 5,7–5,9 km/s ja 20 km:n syvyydellä 6,3 m/s. Aivan kuoren yläosista noin 13 km:iin saakka lateraaliset nopeusvaihtelut linjalla ovat melko suuria. Profiilin keskiosissa, 120–220 km:n välillä yläkuoren nopeudet ovat noin 0,1 km/s alhaisempia kuin muualla. Profiilin pohjoisosassa räjäytyspisteiden D ja E välissä on heikko matalan nopeuden kerros 7–12 km:n syvyydellä. Profiilin eteläosassa räjäytyspisteen B kohdalla on korkean nopeuden yksikkö, joka aiheutuu Hyvinkään gabrosta ja ultramafisesta intruusiosta (Fennia Working Group, 1998).  $V_P/V_S$ -suhde yläkuoressa vaihtelee yleisesti 1,69–1,70, mutta paikoitellen esiintyy matalampia S-aallon nopeuksia, jolloin  $V_P/V_S$ -suhde on suurempi. Esimerkiksi räjäytyspisteen B läheisyydessä  $V_P/V_S$ -suhde on 1,77.

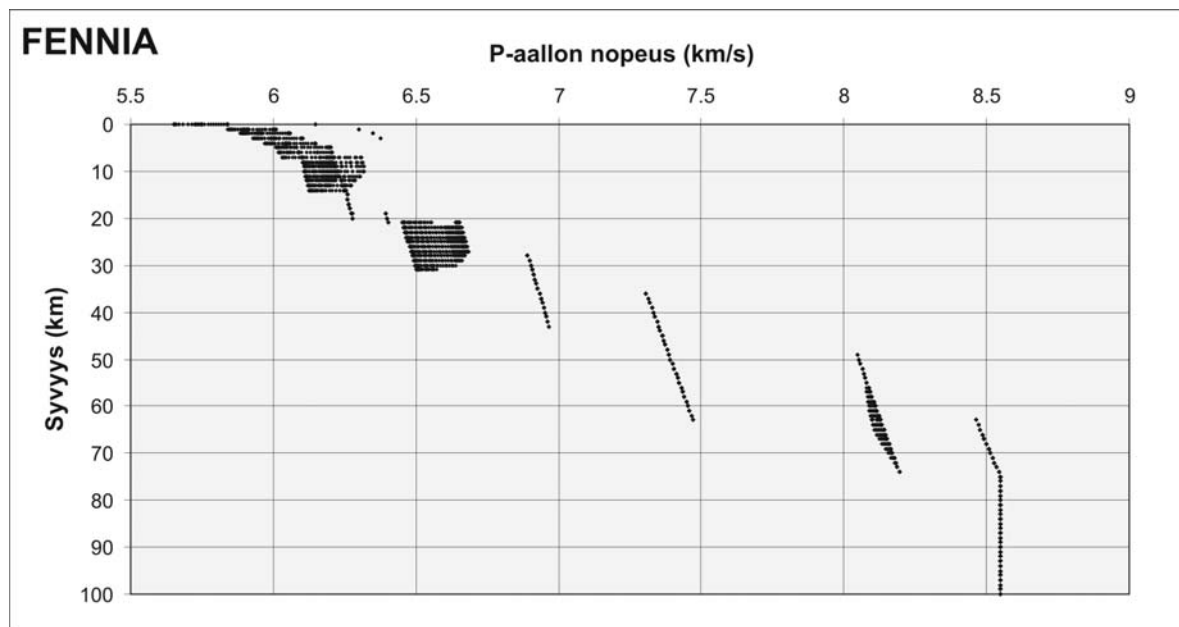
Keskikuoren paksuus on noin 10 km ja se sijaitsee noin 20–30 km syvyydessä. Linjan keskiosissa keskikuoren yläosassa on ohut, noin 2 km paksu kerros, jossa P-aallon nopeudet ovat 6,4 km/s. Tämän alapuolella olevassa varsinaisessa keskikuoren kerroksessa P-aallon nopeusjakaumalla on suuri lateraalinen gradientti. Pohjoisosassa nopeus on 6,65–6,70 km/s, joka vastaa muilla profiileilla (SVEKA'81, SVEKA'91 ja BALTIC) havaittuja keskikuoren nopeuksia melko hyvin. P-aallon nopeus FENNIA-profiilin keskikuoren eteläosissa on 6,45–6,50 km/s, tämä on alhaisempi nopeus kuin millään muulla profiililla kuoren keskiosissa.  $V_P/V_S$ -suhde keskikuoressa on 1,76.

Alakuori voidaan jakaa kahteen osaan. Ylemmässä alakuoressa (30–42 km) P-aallon nopeus on 6,9–7,0 km/s. Alemmassa alakuoressa nopeus on 7,35–7,50 km/s.  $V_P/V_S$ -suhde alakuoressa on 1,76. Kuoren paksuusvaihtelut liittyvät kahden alakuoren kerroksen paksuusvaihteluihin, sillä alakuoren yläpinnan syvyysvaihtelu on suurimmillaan noin 3 km. P-aallon nopeus Mohon alapuolella ylävaipassa on yli 8,1 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,74.





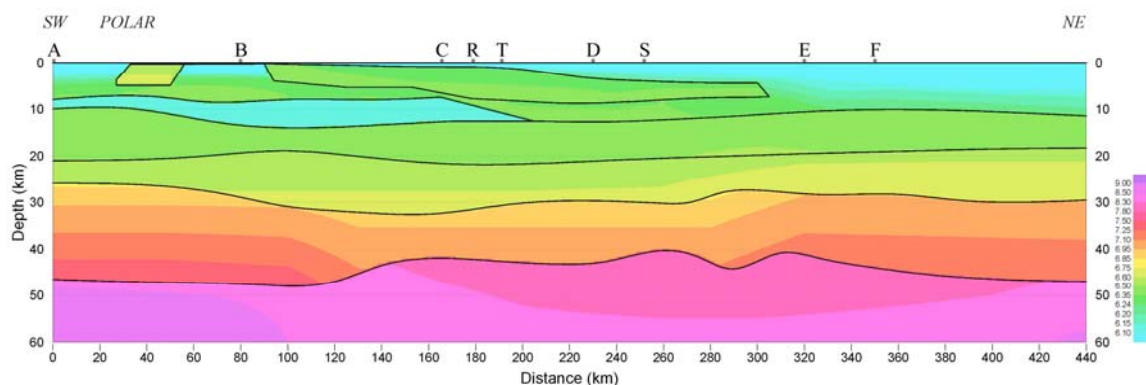
**Kuva 4.8.** FENNIA-linjan nopeusmalli (Fennia Working Group, 1998; Heikkinen ja Luosto, 2000). Linjan sijainti on esitetty kuvassa 4.1.



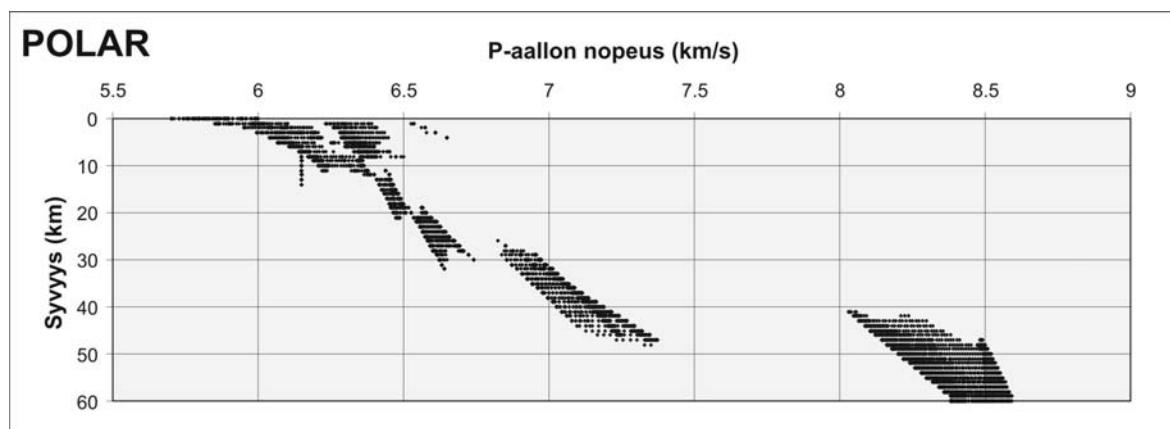
**Kuva 4.9.** FENNIA-nopeusmallista (kuva 4.8) poimitut nopeudet syvyyden funktiona. Nopeudet on poimittu mallin nopeuskentästä 1 km:n syvyysvälein ja 4 km:n välein pitkin profiilia. Nopeusjakaumassa on selkeästi havaittavissa yläkuoren keskiosan (8–13 km) ja keskikuoren (20–30 km) suuri lateraalinen nopeusvaihtelu.

### 4.1.5 POLAR

POLAR-linja (Luosto et al., 1989; Walther ja Flüh, 1993; Kern et al., 1993; Luosto, 1997) on lounais-koillissuuntainen ja sijaitsee Lapissa, Baltian kilven pohjoisosassa. POLAR-linjan keskiosissa tehtiin taittumisloutauksen lisäksi myös heijastusloutaus (Behrens et al., 1989). POLAR-linja ylittää kolme tektonista yksikköä. Linjan lounaisosa (0–120 km) ylittää Keski-Lapin alueen, jossa esiintyy runsaasti vihreäkivivyöhykkeitä. Linjan keskellä (120–240 km) on Lapin granuliittivyöhyke ja linjan koillisosa (240–440 km) on Inarin alueella. POLAR-nopeusmallin (Luosto et al., 1989; kuvat 4.10 ja 4.11) mukaan kuoren paksuus vaihtelee 42–48 km:n välillä ja se on ohuimmillaan profiilin keskiosissa. Kuori voidaan jakaa ylä-, keski- ja alakuoreen.



**Kuva 4.10.** POLAR-linjan nopeusmalli (Luosto et al., 1989). Linjan sijainti on esitetty kuvassa 4.1. Linjan keskiosissa olevat kolme räjätyspistettä (R, T ja S) liittyvät linjalla tehtyyn heijastusloutausprofiiliin (Behrens et al., 1989).



**Kuva 4.11.** Kuvan 4.10 nopeusmallista poimitut P-aallon nopeudet syvyyden funktiona. Nopeudet on poimittu mallin nopeuskentästä 1 km:n syvyysvälein ja 4 km:n välein pitkin profiilia.

Yläkuoren paksuus on noin 20 km ja se koostuu kahdesta kerroksesta. Ylimmän kerroksen paksuus on 10–14 km ja P-aallon nopeuksissa esiintyy merkittäviä nopeusvaihteluja. Nopeudet vaihtelevat välillä 5,8–6,6 km/s ja keskimääräinen nopeus pinnan läheisyydessä on noin 6,0 km/s.  $V_P/V_S$ -suhde on 1,70–1,71. Linjan lounaisosassa räjätyspisteiden A ja B välissä on lounaaseen kallistuva korkean nopeuden yksikkö, jossa

P-aallon nopeus on 6,5–6,6 km/s. Toinen korkean nopeuden yksikkö yläkuoressa on räjäytyspisteiden B ja E välissä granuliittivyöhykkeen kohdalla. Se alkaa pinnan läheisyydestä ja on keskimäärin 5 km paksu ja 200 km pitkä. Yksikkö painuu syvemmälle koilliseen päin mentäessä ulottuen lopulta lähes 9 km:n syvyyteen. P-aallon nopeus on 6,3–6,5 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,69. Yläkuoren ylimmän kerroksen alaosa on matalan nopeuden yksikkö, joka ulottuu linjan lounaisosasta keskiosiin. Kerroksen paksuus on 2–6 km ja se ulottuu noin 8 km:stä 10–14 km:n syvyyteen. Yläkuoren alemman kerroksen paksuus on 5–11 km ja se ulottuu 18–22 km syvyyteen. Tämä kerros on melko homogeeninen ja P-aallon nopeus vaihtelee 6,4 – 6,5 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,73.

Yläkuoren ja keskikuoren nopeuskontrasti noin 20 km:n syvyydellä on melko heikko. Keskikuoren paksuus on keskimäärin 10 km ja se ulottuu noin 30 km:n syvyyteen. Linjan lounaisosassa keskikuoren paksuus on kuitenkin vain noin 5 km. P-aallon nopeus keskikuoressa on 6,5–6,7 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,74.

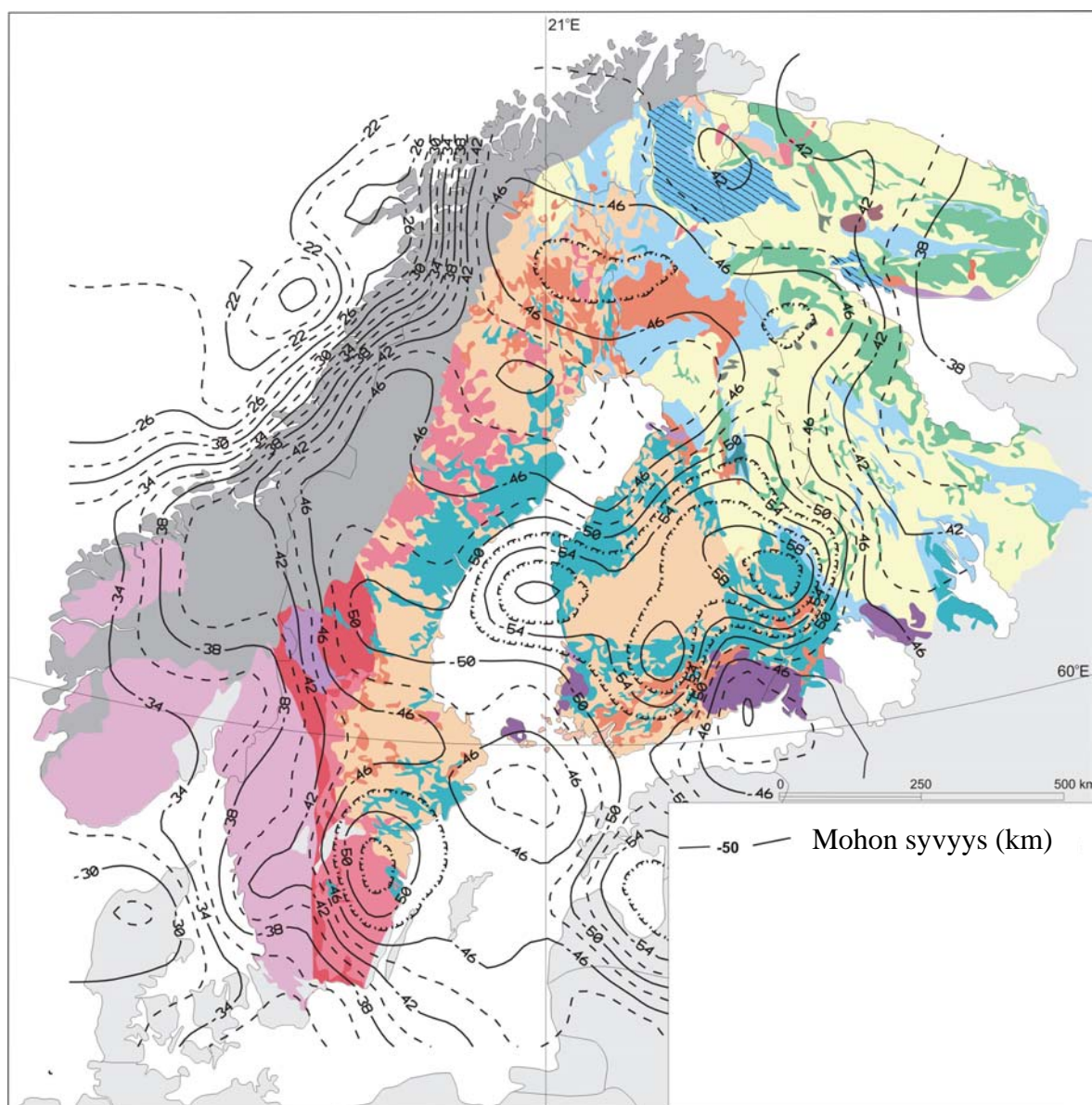
Keskikuoren ja alakuoren raja on selkeä. P-aallon nopeus alakuoressa vaihtelee 6,8–7,3 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,78. Alakuori on 10–20 km paksu ja se on linjan keskiosissa huomattavasti ohuempi kuin reunaosissa. Alakuoressa on myös suuri nopeusgradientti. Linjan keskiosassa, jossa sekä alakuoren että koko kuoren paksuus on pienempi, nopeudet kuoren alaosaan ovat 6,9 km/s, ja myös nopeusgradientti on pienempi kuin linjan reuna-alueilla, joissa kuoren paksuus on suurempi. Mohon alapuolella ylävaipassa P-aallon nopeus on yli 8,1 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde on 1,8.

#### 4.1.6 Yhteenveto taittumislouotausaineistoista

Etelä- ja Keski-Suomessa olevien linjojen nopeusmallit ovat melko samankaltaisia. Mallit voidaan jakaa karkeasti viiteen kerrokseen, joissa on kaksi kerrosta yläkuoressa 0–20 km syvyydellä, yksi kerros keskikuoressa 20–30 km syvyydessä ja kaksi kerrosta alakuoressa 30–60 km syvyydellä (taulukko 4.2). Alakuoren alemmassa kerroksessa seismiset P-aallon nopeudet ovat melko korkeita (7,3–7,5 km/s). Vaikka linjojen kaikissa osissa alakuoressa ei ole kahta kerrosta, korkean seismisen nopeuden alakuoren toinen kerros esiintyy kaikilla Etelä- ja Keski-Suomen linjoilla ja näillä alueilla myös kuoren paksuus on suuri (kuva 4.12). Pohjois-Suomessa oleva POLAR-linja eroaa merkittävästi Etelä-Suomen linjoista. Kuori on huomattavasti ohuempi ja alakuori koostuu vain yhdestä kerroksesta.

**Taulukko 4.2.** Taittumislouotauslinjoilta tehtyjen mallien kerrosten keskimääräiset esiintymissyvyydet (km).

Linja	SVEKA'81	SVEKA'91	BALTIC	FENNIA	POLAR
Ylin kuori	0 – 9	0 – 10	0 – 8	0 – 7	0 – 11
Alempi yläkuori	9 – 17	10 – 20	8 – 18	7 – 20	11 – 20
Keskikuori	17 – 27	20 – 30	18 – 30	20 – 30	20 – 29
Ylempi alakuori	27 – 40	30 – 42	30 – 40	30 – 40	29 – 45
Alempi alakuori	40 – 55	42 – 53	40 – 58	40 – 58	



**Kuva 4.12.** Luoston (1997) Mohon syvyys -kartta Fennoskandian kilvellä Lahtisen ja muiden (2005) mukaan. Kuvasta nähdään, että Etelä- ja Keski-Suomessa Moho on syvällä.

Kaikista taittumislouotusmalleista on havaittavissa, että seismiset nopeudet muodostavat erillisiä kerroksia ja nopeudet kasvavat kerrosrajapinnoilla syvemmälle mentäessä yksittäisiä matalan nopeuden kerroksia lukuun ottamatta. Tämän lisäksi kuoren eri kerrosten sisällä on havaittavissa selvää nopeuden kasvua syvyyden funktiona. Näissä kuoren sisäisissä nopeusgradien-teissa on eroja kerrosten väleillä kuin myös eri linjojen välillä. Esimerkiksi BALTIC-mallissa keskikuoressa on suurempia nopeusgradien-teja kuin muilla linjoilla. Eri linjoilla havaitut P-aallon nopeudet eri kerroksissa on esitetty taulukossa 4.3.

**Taulukko 4.3.** Taittumislouotauslinjoilta tehtyjen mallien P-aallon nopeus eri kerroksissa.

Linja	SVEKA'81	SVEKA'91	BALTIC	FENNIA	POLAR
Ylin kuori	5,8–6,3	5,7–6,2	5,7–6,2	5,7–6,2	5,8–6,6
Alempi yläkuori	6,3–6,4	6,4–6,45	6,3–6,55	6,2–6,3	6,4–6,5
Keskikuori	6,5–6,7	6,6–6,75	6,6–6,8	6,4–6,7	6,5–6,7
Ylempi alakuori	6,9–7,1	6,95–7,25	6,95–7,15	6,9–7,0	6,8–7,3
Alempi alakuori	7,3–7,4	7,35–7,45	7,35–7,45	7,35–7,5	

Kuoren suurrakenteet ja isot geologiset yksiköt ovat erotettavissa taittumislouotausmalleista. Esimerkiksi rapakivialueilla (BALTIC: 0–160 km ja SVEKA'91: 0–75 km) kuoren paksuus on pienempi kuin ympäröivillä alueilla. Myös arkeisen kallioperän alueella (SVEKA'81- ja BALTIC-linjojen koillisosa ja POLAR-linja) kuori on ohuempaa kuin svekofennialaisella alueella. Yläkuoren matalan nopeuden kerroksia esiintyy monessa mallissa (SVEKA'81, SVEKA'91, FENNIA ja POLAR) ja ne näyttäisivät jollakin tapaa liittyvän granitoidimuodostumiin, koska niitä esiintyy nimenomaan granitoidialueiden alapuolella. Monella linjalla on myös havaittavissa yläkuoreissa korkean nopeuden yksiköjä, jotka voidaan yhdistää pintageologian perusteella tunnettuihin korkean nopeuden kivilajeihin.

$V_P/V_S$ -suhde maankuoreissa yleensä kasvaa syvyyden funktiona alaspäin mentäessä. Eri linjojen eri kerroksissa havaitut  $V_P/V_S$ -suhteet on koottu taulukkoon 4.4. Eri taittumislouotauslinjojen eri syvyyskerroksissa esiintyy melko samankaltaisia  $V_P/V_S$ -suhteita. Yläkuoreissa  $V_P/V_S$ -suhde on yleensä 1,70–1,72, keskikuoreissa 1,76 ja alakuoreissa 1,77–1,78. FENNIA-mallin mukaan  $V_P/V_S$ -suhde näyttäisi kuitenkin olevan keskikuorta lukuun ottamatta hieman alhaisempi kuin muilla linjoilla.

Taittumislouotauslinjojen S-aaltojen mallit eivät ole P-aalloista riippumattomia. S-aaltojen nopeusmallit on tehty käyttäen samoja rajapintoja kuin P-aaltojen nopeusmalleissa, jonka jälkeen S-aaltojen nopeudet kerroksissa on määritetty sovittamalla teoreettiset kulkuajat havaintoaineistoon. Todennäköisesti taittumislouotausmallien  $V_P/V_S$ -suhteet ovat kuitenkin melko luotettavia, sillä Etelä-Suomen kuoren uusi tomografiatutkimus (Tiira et al., 2004; Hyvönen et al., 2006) antaa  $V_P/V_S$ -suhteille hyvin samankaltaisia tuloksia.

**Taulukko 4.4.** Taittumislouotauslinjoilta tehtyjen mallien  $V_P/V_S$ -suhde eri kerroksissa.

Linja	SVEKA'81	SVEKA'91	BALTIC	FENNIA	POLAR
Ylin kuori	1,67 – 1,74	1,70 – 1,76	1,68 – 1,74	1,69 – 1,70	1,70 – 1,71
Alempi yläkuori	1,70 – 1,72	1,73 – 1,74	1,71 – 1,76	1,69 – 1,70	1,73
Keskikuori	1,75 – 1,76	1,76	1,70 – 1,82	1,76	1,74
Ylempi alakuori	1,76–1,77	1,77	1,74 – 1,76	1,76	1,78
Alempi alakuori	1,77	1,77	1,78	1,76	

## 4.2 Laboratoriomittaustulokset eri kivilajeille

Seismisen nopeuden laboratoriomittaustuloksia paineen funktiona jopa 1 GPa:n paineeseen saakka on julkaistu hyvin runsaasti jo 1960-luvulta lähtien (mm. Birch, 1960; 1961; Simmons, 1964; Christensen, 1965; 1966; 1974; Christensen ja Fountain, 1975). Nopeustuloksia sekä paineen että lämpötilan funktiona ei ole aivan yhtä paljon, sillä kivilajien lämmittäminen tiettyyn lämpötilaan oli teknisesti haastavaa. Lisäksi lämpötilan funktiona tehtäviä mittauksia hankaloittaa kivilajien rikkoutuminen lämpölaajenemisen vuoksi suurissa lämpötiloissa. Rikkoutumisen vuoksi mitattaessa seismistä nopeutta suurissa lämpötiloissa kivilajien lämpötilaan pitää kohdistaa myös jonkun verran painetta, joka pitää kivilajien koossa. Tekniikoiden kehittyessä myös seismisen nopeuden laboratoriomittaustuloksia sekä paineen että lämpötilan funktiona on myös esitetty kirjallisuudessa (mm. Lebedev and Korchin, 1979; Kern, 1978; Christensen 1979; Kern and Richter, 1981; Kern, 1982; Holbrook et al., 1992; Kern et al., 1993; Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Christensen, 1996). Mittaukset on tehty yleensä paineen funktiona vakio- ja lämpötilassa ja vastaavasti lämpötilan funktiona vakio- ja paineessa. Mittausten perusteella määritetään paine- ja lämpötiladerivaatat, joiden avulla saadaan interpoloitua tai ekstrapoloitua tulokset myös muihin kuin mitattuihin paine- ja lämpötilaolosuhteisiin.

Kern (1978) julkaisi laboratoriossa mitatut P-aallon nopeustulokset graniitille, amfiboliitille, granuliitille ja peridotiitille. Mittaukset tehtiin 50 MPa:n ja 50–80 °C välein 700 °C:n lämpötilaan ja 600 MPa:n paineeseen saakka. Nopeusmittaukset tehtiin vakio- ja paineessa käyden läpi lämpötilat väliltä 25–700 °C. Eri mittausjaksoilla käytettiin eri näytteitä (sisä- ja ulkänäytteitä) samasta kivilajista, jotta edellisen mittauksen korkeiden lämpötilojen mahdollisesti aiheuttama rakoilu ei vaikuttaisi uuden mittausjakson tuloksiin.

Christensen (1979) julkaisi P-aallon laboratoriomittaustulokset sekä nopeuden lämpötiladerivaatat useille eri kivilajinäytteille. Hän suoritti mittaukset 200 MPa:n paineessa lämpötilan muuttuessa huoneenlämpötilasta 25 °C:n välein 500 °C:n lämpötilaan. Lisäksi teki mittaukset myös lämpötilan laskiessa 500 °C:sta takaisin huoneenlämpötilaan.

Lebedev ja Korchin (1979) julkaisivat kokeellisesti mitattuja nopeustuloksia useille Ukrainan kilven kivilajinäytteille. He suorittivat laboratoriomittaukset 5 kbar:n paineeseen ja yli 300 °C:n lämpötilaan asti. Seismisten nopeustulosten ja tiheyden avulla he määrittivät kivilajinäytteille myös Poissonin suhteen, kimmokertoimen ja liukukertoimen arvot paineen ja lämpötilan funktiona. Lebedev et al. (1984), Lebedev (1989) ja Lebedev et al. (1990) julkaisivat lisää nopeustuloksia eri kivilajinäytteille.

Kern ja Richter (1981) julkaisivat P- ja S-aallon nopeustuloksia sekä nopeuden lämpötila- ja painederivaatat 15:lle eri kivilajinäytteelle, joista useat olivat Norjan Lapista. Kivilajinäytteiden joukossa olivat mm. graniitti, kvartsiitti, gneissi, amfiboliitti, duniitti, eklogiitti ja peridotiitti. Mittaukset tehtiin noin 50 MPa:n painevälein lämpötilavälillä 20–500 °C. Mittaukset tehtiin vakio- ja paineessa nostaen lämpötilaa 50–80 °C ja antaen



lämpötilan tasaantua mittausten välillä yli 30 minuuttia. Kern (1982) ja Kern et al. (1993) julkaisivat laboratoriomittaustuloksia uusille kivilajityypeille sen lisäksi että julkaisuissa esitettiin osittain Kernin ja Richterin (1981) jo esittämiä tuloksia. Uusien kivilajityyppien joukossa oli Pohjois-Suomesta kerättyjä näytteitä mm. Lapin granuliitista.

Holbrook et al. (1992) kokosivat erilaisista laboratoriomittauksista saadut seismiset nopeudet erilaisille keski- ja alakuoren kivilajeille. Julkaisussa esitettiin keskikuoren kivilajeille korkein nopeustulos painevalilta 300–500 MPa ja alakuoren kivilajeille painevalilta 400–1000 MPa. Nopeuden painekorjauksessa he käyttivät kivilajista riippuen painederivaattaa väliltä  $0,02\text{--}0,06 \cdot 10^{-4}$  km/s/ 100 MPa. Lämpötilaefektin määrittämisessä he käyttivät stabiilin kratonialueen geotermiä ( $15^\circ\text{C}/\text{km}$ ) ja lämpötiladerivaattana nopeuskorjauksissa oli kivilajista riippuen  $2,0\text{--}6,0 \cdot 10^{-4}$  km/s/  $^\circ\text{C}$ .

Rudnick ja Fountain (1995) kokosivat yhteen eri kivilajeille aiemmin tehtyjä seismisten P- ja S-aaltojen nopeuksien laboratoriomittaustuloksia ja listasivat tulokset erilaisille keski- ja alakuoren kivilajiryhmille. He esittivät nopeustulokset huoneenlämpötilassa ja 0,6 MPa:n paineessa. Kuoren koostumuksen mallinnusta varten he muuttivat taittumisluotausmallien antamat kuoren eri kerrosten nopeustulokset vastaamaan maan pinnalla olevia olosuhteita. He käyttivät syvyyden muutoksessa paineeksi keskitiheyttä  $2800 \text{ kg/m}^3$  ja nopeuden painemuutoksessa keskimääräistä painederivaattaa  $2 \cdot 10^{-4}$  km/s/ MPa. Lämpötilan arviona eri alueille he käyttivät Chapmanin ja Furlongin (1992) esittämiä geotermiä ja nopeuden lämpötilamuutoksessa keskimääräistä lämpötiladerivaattaa  $4 \cdot 10^{-4}$  km/s/  $^\circ\text{C}$ .

Christensen ja Mooney (1995) esittivät P-aallon nopeuden laboratoriomittaustulokset 29 eri kivilajiryhmälle. He käyttivät tutkimuksessaan erilaisilta tektonisilta alueilta eri puolilta maapalloa kerättyjä kivilajityyppejä, jotta kivilajinäytteet edustaisivat globaalia keskiarvoa. Julkaisussa esitetyt kivilajiryhmien nopeustulokset ovat keskiarvoja useiden eri näytteiden mittaustuloksista. Mittaukset tehtiin noin 1 GPa:n paineeseen saakka ja lämpötiladerivaattoina käytettiin osittain jo aiemmin julkaisuja (Christensen, 1979) lämpötiladerivaattoja. He esittivät nopeustulokset eri kivilajiryhmille 5 km:n välein 50 km:n syvyyteen saakka kolmessa erilaisessa kuoren lämpötilatilanteessa; matalan, keskimääräisen ja korkean lämpövuon tapauksessa. Seuraavana vuonna Christensen (1996) julkaisi samoille kivilajiryhmille P-aallon nopeustulosten lisäksi S-aallon nopeustulokset paineen funktiona.

Tässä työssä päätettiin käyttää Christensenin ja Mooneyn (1995) julkaisemia laboratoriomittaustuloksia, koska heidän aineistossaan on melko runsaasti eri kivilajiryhmiä ja tulokset koostuvat useiden mittausten keskiarvoista, jolloin paikallisten kivilajinäytteiden mahdolliset anomaalisuudet tasaantuvat. Lisäksi heidän aineistonsa sisältää noin 1 GPa paineeseen asti mitattuja nopeustuloksia, joiden perusteella tehdyt ekstrapoloinnit seismisille nopeuksille alakuoreissa ovat todennäköisesti luotettavampia kuin pienemmissä paineissa suoritettujen mittausten perusteella tehdyt ekstrapoloinnit. Samoille kivilajiryhmille on lisäksi käytettävissä  $V_P/V_S$ -suhteiden arvot (Christensen, 1996). Tätä työtä varten Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriomittaustulokset

muunnettiin vastaamaan Suomen kuoren lämpötila- ja paineolosuhteita käyttäen Kukkonen et al. (2003) julkaisun geotermiä, joka perustuu litosfäärin termiseen malliin ja vaipan ksenoliittinäytteisiin.

#### 4.2.1 Laboratoriossa mitatut P-aallon nopeudet

Christensen ja Mooney (1995) esittivät laboratoriomittauksia 29 eri kivilajiryhmälle (kuva 4.13). Erilaisilta tektonisilta alueilta eri puolilta maapalloa kerätyt kivilajiryhmät jaettiin erilaisiin ryhmiin ja kivilajiryhmien määrä pyrittiin pitämään minimissä. Esimerkiksi graniitit ja granodioriitit on yhdistetty samaan ryhmään, samoin gabbrot, noriitit ja troktooliitit. Kiilleliuske-ryhmässä on valikoima amfiboliittifasiakseen peliittisiä liuskeita. Tonalittiset gneissit ovat ns. harmaita gneissejä, jotka sisältävät biotiittia, plagioglaasia ja kvartsia sekä mahdollisesti sarvivälkettä. Metamorfiset mafiset kivet on luokiteltu fasiesten mukaan. Mafiset granuliitit on jaettu granaattia sisältäviin ja sisältämättömiin ryhmiin. Felsiset granuliitit –ryhmä sisältää happamia granuliitteja ja charnockiitteja. Anortosiitit on jaettu tekstuurin mukaan magmaattisiin ja metamorfisiin anortosiitteihin.

Christensen ja Mooney (1995) tekivät laboratoriomittaukset kivilajiryhmille käyttäen akustisen emission menetelmää. Laboratoriomittaukset eri näytteille tehtiin noin 1 GPa:n hydrostaattiseen paineeseen asti, joka vastaa noin 35 km:n syvyyttä kuorella. Tätä syvempiin paineisiin he ekstrapoloivat nopeustulokset 600 MPa ja 1 GPa välisestä lineaarisesta nopeus–paine–käyrästä. Lisäksi muutamille kivilajiryhmille tehtiin mittaukset 3 GPa paineeseen asti ja nämä tulokset sopivat hyvin ekstrapoloituihin tuloksiin. Tuloksissa on lisäksi huomioitu paineesta aiheutuva kivilajiryhmien kokoonpuristuvuus sekä tiheyden kasvu. Jotta vertailut kuoren nopeuksiin olisivat helpompia suorittaa, paineet on muunnettu syvyyksiksi käyttämällä kuoren tiheydelle arvoa  $2830 \text{ kg/m}^3$ .

Muutamia poikkeuksia lukuun ottamatta kivilajiryhmät oli mitattu myös 3 eri suunnassa anisotropian selvittämiseksi. Vulkaaniset kivet olivat melko isotrooppisia, kun taas joillakin metamorfisilla kivilajeilla esiintyi hyvinkin runsasta ( $> 10 \%$ ) anisotropiaa. Korkean metamorfoosiasteen granuliiteilla anisotropia oli kuitenkin melko vähäistä. Muutenkin näyttäisi, että seisminen anisotropia on merkittävämpää ylä- ja keskikuorella kuin alakuorella.

Lämpötilan vaikutusta seismiseen nopeuteen on hankala selvittää, sillä laboratoriomittauksia eri lämpötiloissa on vaikea tehdä. Lämpötilan kasvun aiheuttama lämpölaajeneminen aiheuttaa kivilajiryhmien rakoilua, joka taas vaikuttaa nopeuteen. Siksi nopeuden mittaukset eri lämpötiloissa pitää tehdä korkeissa paineoloissa. Christensen ja Mooney (1995) käyttivät työssään eri kivilajeille aiemmin määritettyjä nopeuden lämpötiladerivaattoja (taulukko 4.5; Christensen, 1979), joiden avulla he laskivat nopeustulokset kolmessa erilaisessa kuoren lämpötilajakaumassa; matalan, keskimääräisen ja korkean lämpövuon tapauksessa (kuva 4.14). Kivilajien nopeudet kasvavat syvyyden funktiona noin 10–15 km saakka kaikilla lämpövuon arvoilla. Tämä johtuu kivien sisältämien mikrorakojen sulkeutumisesta paineen kasvaessa. Syvemmällä kuorella



seismiset nopeudet joko pysyvät lähes vakiona tai laskevat hieman, kun kuoren lämpövuoto on matala. Keskimääräisen lämpövuodon tapauksessa nopeudet laskevat syvyyden kasvaessa enemmän ja korkean lämpövuodon tapauksessa nopeuksien lasku on jo hyvinkin selkeää. Lämpövuodon ollessa korkea pitää huomioida myös kivien mahdollinen sulaminen, mikä voi aiheuttaa merkittäviä muutoksia seismisiin nopeuksiin. Myös kvartsin  $\alpha$ - $\beta$ -transitio pitää ottaa huomioon kvartsirikkailla kivillä yli 500 °C lämpötiloissa.

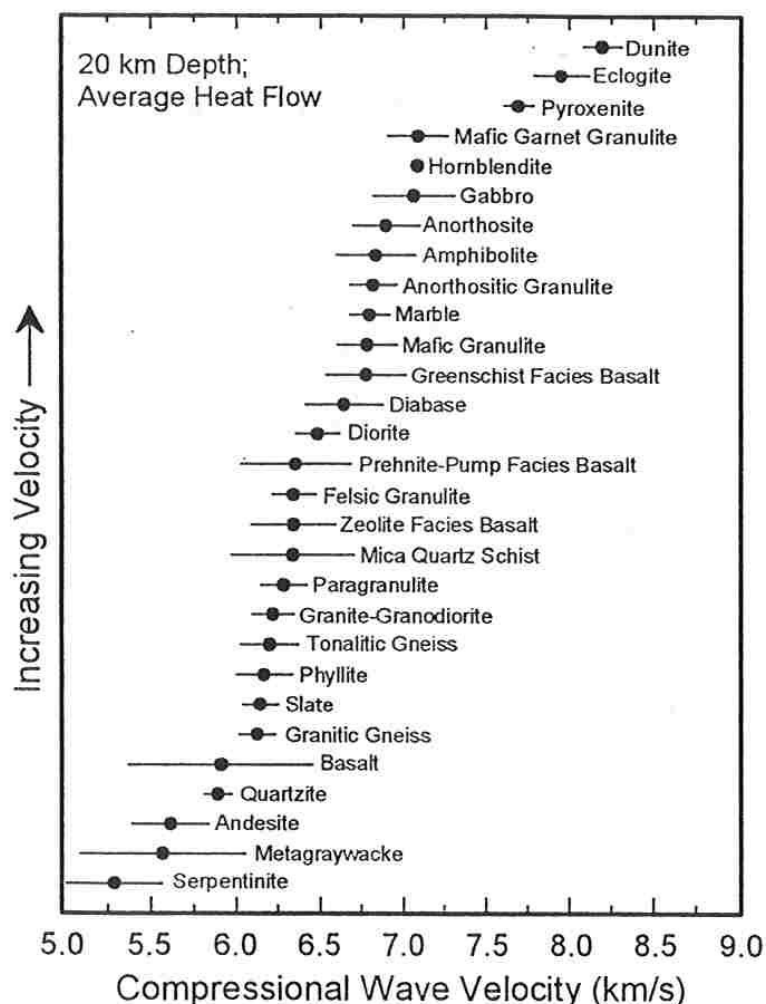
**Taulukko 4.5.** Christensenin ja Mooneyn (1995) käyttämät P-aallon nopeuksien lämpötiladerivaatat eri kivilajeissa ja heidän artikkelissaan esitettyjen nopeusarvojen (huoneen lämpötilassa mitatut) perusteella lasketut painederivaatat P-aallon nopeuksille alakuoressa (30–50 km). Vertailun vuoksi taulukkoon on lisätty myös P-aallon nopeudet eri kivilajeille huoneenlämpötilassa ja 30 km syvyyttä vastaavassa paineessa (Christensen ja Mooney, 1995).

Kivilaji	lämpötiladerivaatta 10 <sup>-3</sup> km/s / °C	painederivaatta alakuoressa 10 <sup>-3</sup> km/s / MPa	V <sub>P</sub> (huoneenlämpötilassa ja 30 km syvyyttä vastaavassa paineessa)
graniitti, granodioriitti	- 0,39	0,074	6,374
graniittinen gneissi	- 0,39	0,13	6,302
tonaliittinen gneissi	- 0,39	0,11	6,367
basaltti	- 0,39	0,14	6,090
liuske	- 0,40	0,17	6,329
fylliitti	- 0,40	0,11	6,335
kiilleliuske	- 0,40	0,16	6,524
anortosiitti	- 0,41	0,076	7,057
kalsiittinen marmori	- 0,41	0,029	6,938
felsinen granuliitti	- 0,49	0,10	6,546
mafinen granuliitti	- 0,52	0,090	6,980
mafinen granaattigranuliitti	- 0,52	0,12	7,297
eklogiitti	- 0,53	0,12	8,154
kvartsiitti	- 0,54	0,083	6,104
amfiboliitti	- 0,55	0,11	7,040
duniitti	- 0,56	0,056	8,385
pyrokseeniitti	- 0,56	0,12	7,908
hornblendiitti	- 0,56	0,090	7,294
gabro, noriitti, troktoliitti	- 0,57	0,10	7,282
serpentiiniitti	- 0,68	0,25	5,593

Huom! Lämpötila- ja painederivaattoja käytettäessä pitää huomioida, etteivät derivaatat päde kaikissa olosuhteissa. Nopeuden käytös paineen kasvaessa esimerkiksi yläkuoressa on hyvin epälineaarista (kuva 2.5) ja painekäyrän lineaarisen osan avulla määritettyjä painegradientteja ei tule soveltaa epälineaariselle alueelle.

Christensenin ja Mooneyn tutkimuksen kivilajeista alle 6 km/s nopeuksia esiintyy serpentiiniitillä, andesiitilla, metagrauvakalla, basaltilla ja kvartsiitilla. Suuri osa kivilajien seismisistä nopeuksista on välillä 6,0–6,5 km/s, tällä välillä ovat kivilajeista esimerkiksi graniitti, dioriitti, liuske, kiilleliuske, graniittinen gneissi, tonaliittinen gneissi ja felsinen granuliitti. Nopeusvälillä 6,5–7,0 km/s ovat kalsiittinen marmori ja anortosiitti sekä mafisen koostumuksen omaavat kivilajit, kuten diabaasi, amfiboliitti ja mafinen granuliitti. Nopeudet gabrossa, hornblendiitissä ja mafisessa granaattigranuliitissa ovat välillä 7,0–7,5

km/s ja vain pyrokseeniitissa, mafisessa eklogiitissa ja duniitissa nopeudet ovat yli 7,5 km/s. Kuvassa 4.13 on esitetty eri kivilajiryhmien keskimääräinen nopeus sekä nopeuksien keskihajonta keskimääräisen lämpövuon tapauksessa 20 km syvyydellä.



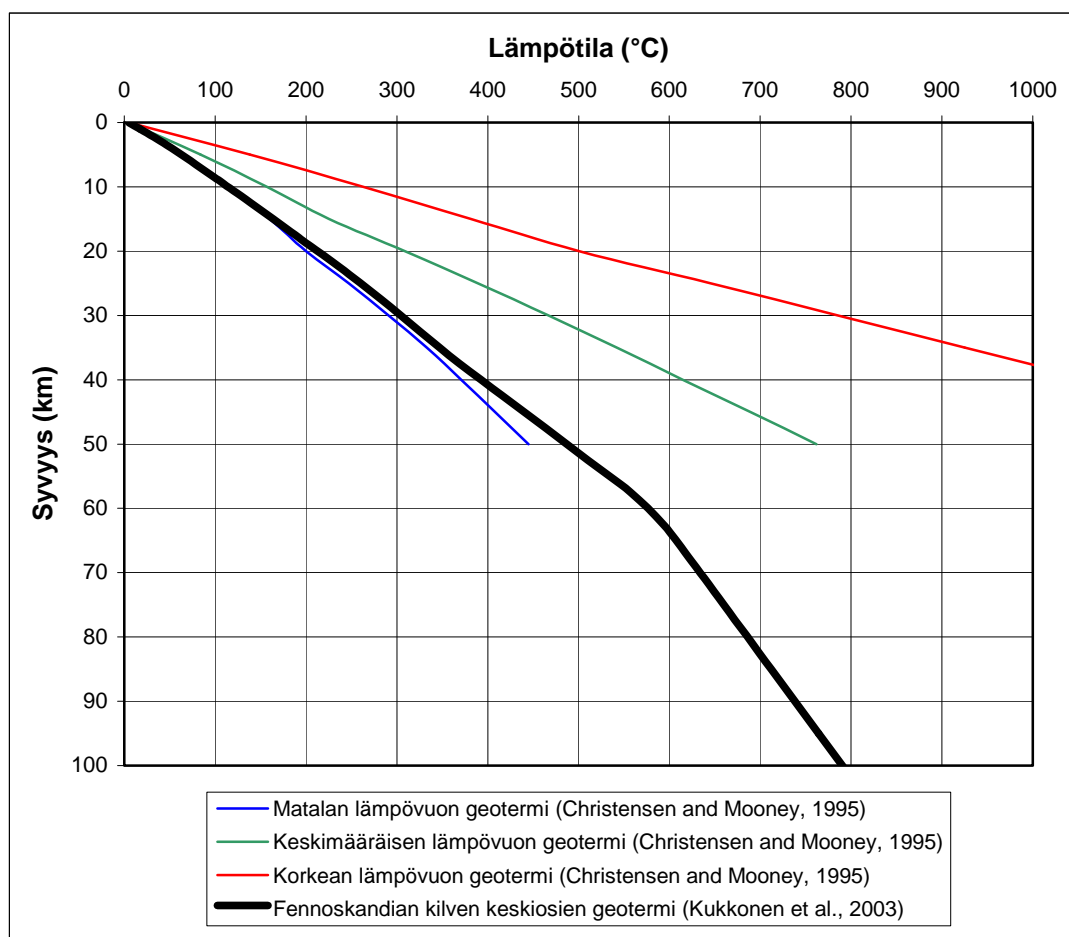
**Kuva 4.13.** Kivilajiryhmien keskimääräiset nopeudet ja nopeuksien keskihajonta 20 km syvyydellä keskimääräisen lämpövuon (kuva 4.14) tapauksessa. (kuva: Christensen ja Mooney, 1995)

#### 4.2.2 Laboratoriossa mitatut P-aallon nopeudet Suomen oloissa

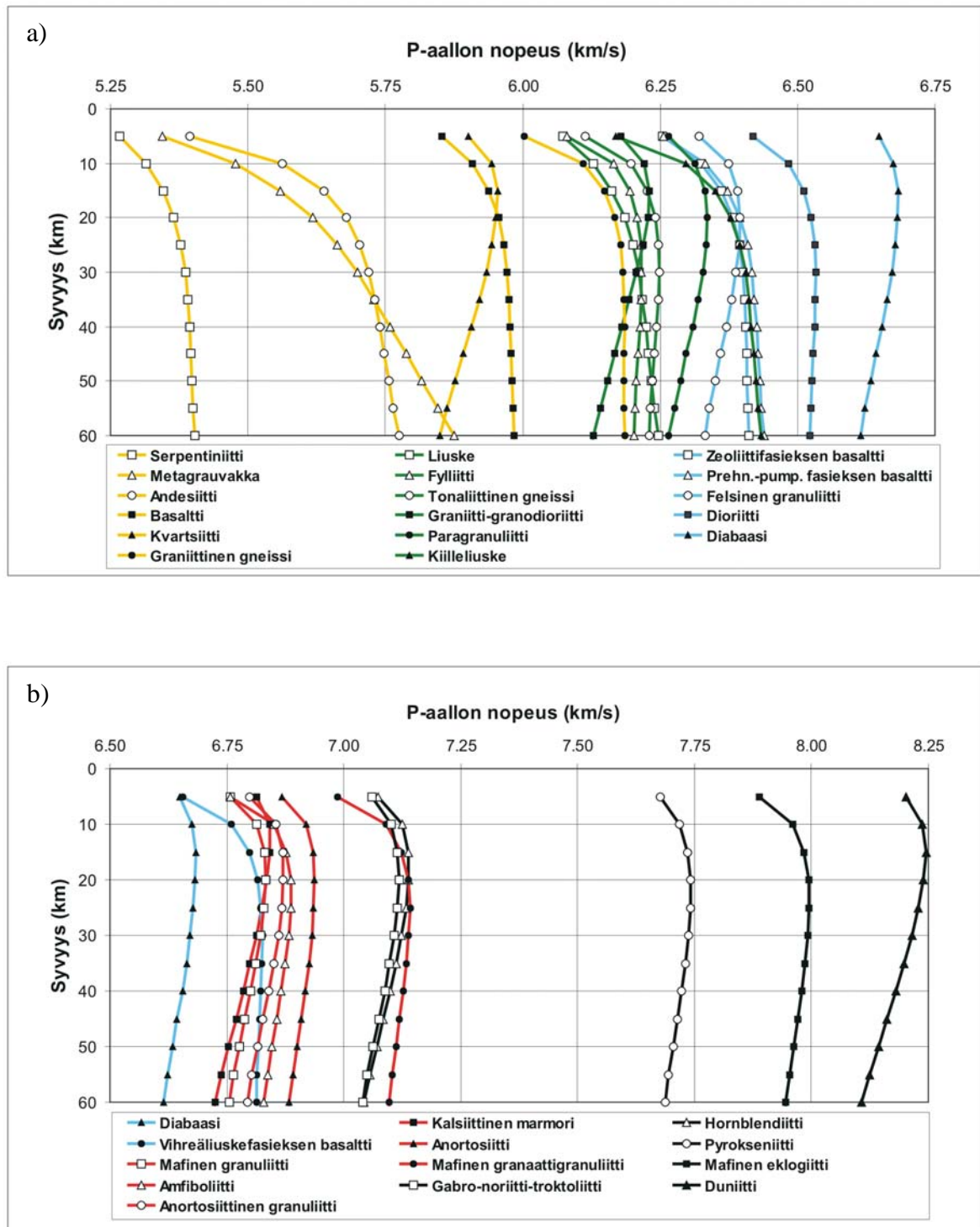
Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriomittaustulokset on korjattu vastaamaan Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita. Paineen arvoina eri syvyyksillä käytettiin samoja arvoja kuin Christensen ja Mooney käyttivät, jolloin paine tietyllä syvyydellä vastaa keskimääräisen tiheyden ( $2830 \text{ kg/m}^3$ ) omaavan kivimassan aiheuttamaa litostaattista painetta. Lämpötila Suomen kuorelle on saatu Fennoskandian kilven keskiosille ksenoliittinäytteiden avulla kalibroidusta geotermistä (kuva 4.14; Kukkonen et al., 2003). Geotermi antaa hieman korkeampia lämpötila-arvoja kuin Christensenin ja Mooneyn matalan lämpövuon geotermi. Suomen kuoren lämpötila- ja paineolosuhteita

vastaavat eri kivilajien nopeudet on interpoloitu Christensenin ja Mooneyn (1995) matalan ja keskimääräisen lämpövuon mukaisista nopeusarvoista 5 km välein. Koska Christensen ja Mooney esittivät nopeustulokset vain 50 km syvyyteen saakka, nopeustulokset ekstrapoloitiin ulottumaan syvemmälle. Tulokset on esitetty kuvassa 4.15 sekä taulukossa 4.6. Osasta tässä työssä esitetyistä tuloksista on laadittu myös julkaisu (Kuusisto et al., 2006).

P-aallon nopeudet eri kivilajeille laskettiin myös vertailun vuoksi Christensenin ja Mooneyn huoneenlämpötilassa mitatuista nopeusarvoista käyttäen artikkelissa olleita lämpötiladerivaattoja (taulukko 4.5). Tulokset olivat tällä tavoin laskettuna hieman korkeampia, mutta erot olivat suurimmalla osalla kivilajeista maksimissaan 0,015 km/s (kuva 4.16). Vain graniitti-granodioriitilla ja andesiitilla esiintyi suuria eroja eri laskutapojen välillä. Ero oli 5 km kohdalla noin 0,02 km/s, mutta se kasvoi syvyyden kasvaessa ollen 50 km syvyydellä jopa lähes 0,1 km/s.



**Kuva 4.14.** Fennoskandian kilven keskiosien geotermi, joka on kalibroitu käyttäen ksenoliittinäytteitä (Kukkonen et al., 2003). Kuvassa on esitetty myös Christensenin ja Mooneyn (1995) käyttämät matalan, keskimääräisen ja korkean lämpövuon geotermi.

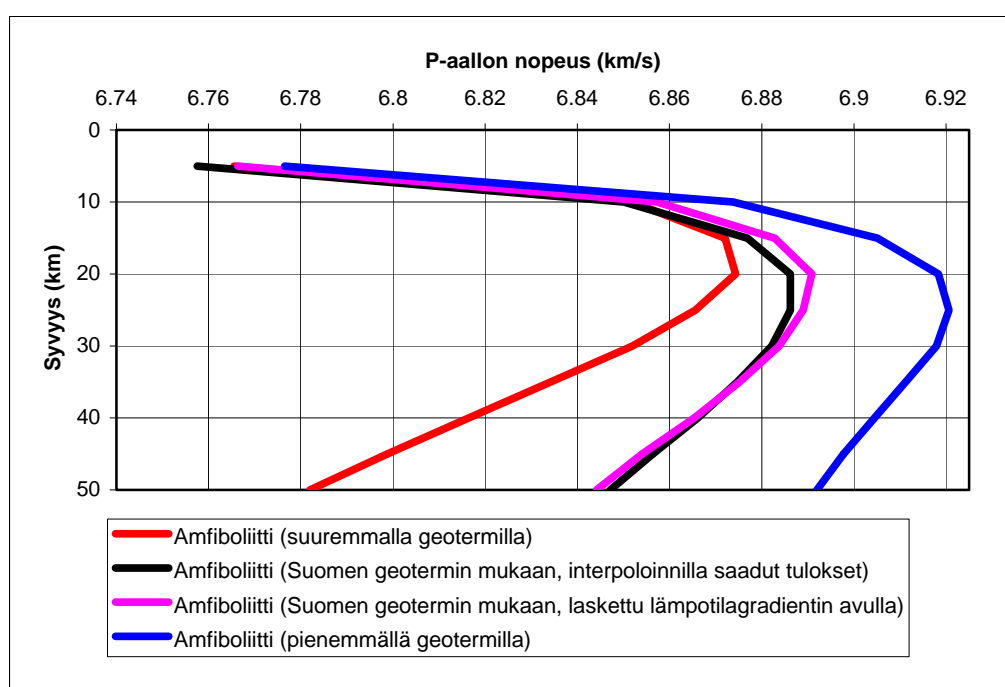


**Kuva 4.15.** Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriotulosten perusteella Suomen paine- ja lämpötilaolosuhteisiin interpoloidut kivilajien P-aallon nopeudet. Kuvassa a) on kivilajit, joissa seisminen nopeus on välillä 5,25–6,7 km/s ja kuvassa b) kivilajit, joilla nopeus on yli 6,5 km/s. Diabaasin nopeuskäyrä on molemmissa kuvissa. Kuvien mukaiset nopeustulokset on esitetty numeerisesti taulukossa 4.6.

**Taulukko 4.6.** Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriotulosten perusteella Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteisiin interpoloidut P-aallon nopeudet (km/s) eri kivilajeissa. Taulukossa on myös Suomen geotermin mukaiset lämpötilat eri syvyyksille sekä syvyyksiä vastaavat paineet. Lämpötila on saatu Kukkonen et al. (2003) julkaisusta ja syvyydet on laskettu litostaattisesta paineesta käyttämällä kuorelle keskitiheyttä 2830 kg/m<sup>3</sup>.

Lämpötila (°C)	63	114	164	213	260	304	347	392	440	487
Paine (MPa)	138.8	277.6	416.4	555.2	694.1	832.9	971.7	1110.5	1249.3	1388.1
Syvyys (km)	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
Serpentiniitti	5.27	5.31	5.35	5.37	5.38	5.39	5.39	5.39	5.40	5.40
Metagrauvakka	5.34	5.48	5.56	5.62	5.66	5.70	5.73	5.76	5.79	5.82
Andesiitti	5.39	5.56	5.64	5.68	5.70	5.72	5.73	5.74	5.75	5.76
Basaltti	5.85	5.91	5.94	5.96	5.97	5.97	5.98	5.98	5.98	5.98
Kvartsiitti	5.90	5.94	5.95	5.95	5.94	5.93	5.92	5.91	5.89	5.88
Graniittinen gneissi	6.00	6.11	6.15	6.17	6.18	6.18	6.18	6.19	6.18	6.18
Liuske	6.07	6.13	6.16	6.18	6.20	6.21	6.22	6.22	6.23	6.23
Fylliitti	6.08	6.16	6.20	6.21	6.21	6.22	6.21	6.21	6.21	6.21
Tonaliittinen gneissi	6.11	6.20	6.23	6.24	6.25	6.25	6.25	6.24	6.24	6.24
Kiilleliuske	6.17	6.30	6.35	6.38	6.39	6.41	6.41	6.42	6.42	6.42
Graniitti-granodioriitti	6.18	6.22	6.23	6.23	6.22	6.21	6.19	6.18	6.17	6.16
Zeoliittifasieksen basaltti	6.25	6.32	6.36	6.38	6.39	6.40	6.40	6.41	6.41	6.41
Prehniitti-pumpellyiitti fasieksen basaltti	6.26	6.33	6.37	6.39	6.41	6.42	6.42	6.43	6.43	6.43
Paragranuliitti	6.27	6.31	6.33	6.34	6.33	6.33	6.32	6.31	6.30	6.29
Felsinen granuliitti	6.32	6.37	6.39	6.40	6.39	6.39	6.38	6.37	6.36	6.35
Dioriitti	6.42	6.48	6.51	6.52	6.53	6.53	6.53	6.53	6.53	6.53
Diabaasi	6.65	6.67	6.68	6.68	6.68	6.67	6.66	6.65	6.64	6.63
Vihreäliuskefasieksen basaltti	6.66	6.76	6.80	6.82	6.82	6.83	6.82	6.82	6.82	6.82
Mafinen granuliitti	6.76	6.81	6.83	6.83	6.83	6.82	6.81	6.80	6.79	6.78
Amfiboliitti	6.76	6.85	6.88	6.89	6.89	6.88	6.87	6.87	6.86	6.85
Anortosiittinen granuliitti	6.80	6.86	6.87	6.87	6.87	6.86	6.85	6.84	6.83	6.82
Kalsiittinen marmori	6.81	6.84	6.84	6.84	6.82	6.81	6.80	6.79	6.77	6.75
Anortosiitti	6.87	6.92	6.93	6.94	6.94	6.93	6.93	6.92	6.91	6.90
Mafinen granaattigranuliitti	6.99	7.09	7.12	7.14	7.14	7.14	7.13	7.13	7.12	7.11
Gabro-noriitti-troktoliitti	7.06	7.10	7.12	7.12	7.11	7.11	7.10	7.09	7.07	7.06
Hornblendiitti	7.07	7.12	7.14	7.14	7.13	7.12	7.11	7.10	7.09	7.07
Pyrokseniitti	7.68	7.72	7.74	7.74	7.74	7.74	7.73	7.72	7.71	7.70
Mafinen eklogiitti	7.89	7.96	7.98	7.99	8.00	7.99	7.99	7.98	7.97	7.96
Duniitti	8.20	8.24	8.24	8.24	8.23	8.21	8.20	8.18	8.16	8.14

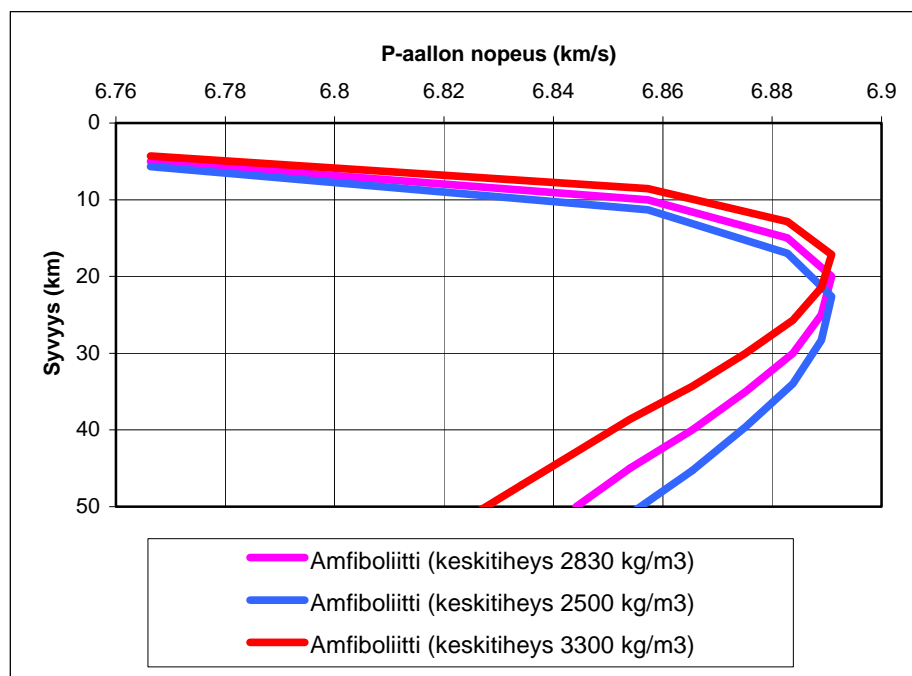
Seuraavaksi tarkasteltiin kuoren lämpötila- ja paineolosuhteiden vaikutusta kivilajien seismiseen nopeuteen. Suomen geotermin mukaan (kuva 3.14) lämpötila kuoressa muuttuu melko lineaarisesti ollen pinnalla 5 °C ja 50 km:n syvyydessä 487 °C. Jos muutoksen oletetaan olevan hieman suurempi eli lämpötila 50 km:n syvyydessä olisikin esimerkiksi 600 °C, niin suurempien lämpötilojen vaikutus alkaa näkyä nopeuksissa 15 km:n alapuolella ja nopeusero on maksimissaan luonnollisesti kuoren alaosassa, jossa erot nopeuksissa esimerkiksi amfiboliitilla ovat noin 0,06 km/s (kuva 4.16). Jos taas lämpötila 50 km:n syvyydessä olisikin vain 400 °C, niin lämpötilan vaikutus alkaa näkyä 10 km:n syvyydellä ja nopeusero maksimissaan alakuoressa on noin 0,04 km/s. Tarkastelusta voidaan päätellä, että pienet lämpötilan epätarkkuudet eivät vaikuta merkittävästi laskettuihin nopeustuloksiin, mutta jos lämpötilaero on suuri niin se pitää huomioida.



**Kuva 4.16.** Kuoren lämpötilan vaikutus seismisiin nopeuksiin amfiboliitissa. Suomen geotermin mukaan lämpötila 50 km syvyydellä on 487 °C, suuremman geotermin mukaan lämpötila on 600 °C ja pienemmän geotermin mukaan 400 °C. Kuvasta nähdään myös, että Christensenin ja Mooneyn (1995) tuloksista interpoloidun sekä heidän nopeuksistaan (huoneenlämpötilassa mitatut) lämpötilagradientin avulla laskettujen nopeustulosten erot ovat hyvin pieniä amfiboliitilla.

Litostaattinen paine on muunnettu syvyysarvoiksi käyttämällä keskitiheyttä 2830 kg/m<sup>3</sup>. Tällöin 50 km syvyys vastaa painetta 1388 MPa. Kuvassa 4.17 on tarkasteltu kuoren erilaisten keskimääräisten tiheysarvojen vaikutusta nopeuteen amfiboliitilla. Keskimääräiset tiheysarvot vaikuttavat syvyyttä vastaavaan paineeseen. Esimerkiksi, jos kuoren keskitiheys olisi 2500 kg/m<sup>3</sup>, niin 1388 MPa:n paine saavutettaisiin vasta yli 56 km:n syvyydessä. Jos taas kuoren keskitiheys olisi 3300 kg/m<sup>3</sup>, niin 1388 MPa:n

saavutetaan jo 43 km:n syvyydessä ja paine 50 km:n syvyydellä on 1605 MPa. Kuvasta voidaan havaita, että erilaisten keskimääräisten tiheyksien käyttäminen paine–syvyys-muunnoksessa ei vaikuta merkittävästi kivilajin seismiseen nopeuteen. Vaikutus tässä tarkastelussa oli maksimissaan hieman yli 0,01 km/s.



**Kuva 4.17.** Kuoren tiheyden vaikutus seismiseen nopeuteen amfiboliitissa. Kuoren tiheys vaikuttaa litostaattista painetta vastaaviin syvyyksiin ja sen kautta nopeuksiin eri syvyyksillä. Kuvasta nähdään, että suurikaan vaihtelu kuoren tiheydessä ei juuri vaikuta seismisiin nopeustuloksiin amfiboliitissa.

### 4.2.3 $V_P/V_S$ -suhteet eri kivilajeille

Christensen (1996) julkaisi laboratoriomittaustuloksia S-aallon nopeuksista ja  $V_P/V_S$ -suhteista eri kivilajiryhmille. Julkaisussa oli samat kivilajiryhmät kuin Christensenin ja Mooneyn (1995) artikkelissa, mutta ryhmät eivät sisältäneet aivan yhtä paljon kivinäytteitä. Christensen (1996) esitti tulokset paineen funktiona (taulukko 4.7).  $V_P/V_S$ -suhde kasvaa hieman paineen kasvaessa, mutta useimmilla kivilajeilla kasvu on kuitenkin merkityksetöntä. Pienissä paineissa (alle 100 MPa)  $V_P/V_S$ -suhteissa esiintyy suurta vaihtelua huokoisuuden vuoksi. Artikkelissa tarkasteltiin myös lämpötilan vaikutusta. Kaikille kivilajiryhmille ei ole laboratoriotuloksia lämpötilan vaikutuksesta, mutta näyttäisi siltä, että lämpötilan kasvun vaikutus  $V_P/V_S$ -suhteeseen on hyvin pientä. Koska lämpötilalla ja paineella ei ole oleellista vaikutusta  $V_P/V_S$ -suhteeseen, niin laboratoriomittausten perusteella määritetyt  $V_P/V_S$ -suhteet ovat sellaisenaan käyttökelpoisia maankuoren kaikissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa.

Kivilajin mineralogia kontrolloi  $V_P/V_S$ -suhdetta, koska lämpötilan ja paineen vaikutus  $V_P/V_S$ -suhteeseen on hyvin pientä. Kvartsin määrä kivessä on olennainen tekijä, sillä

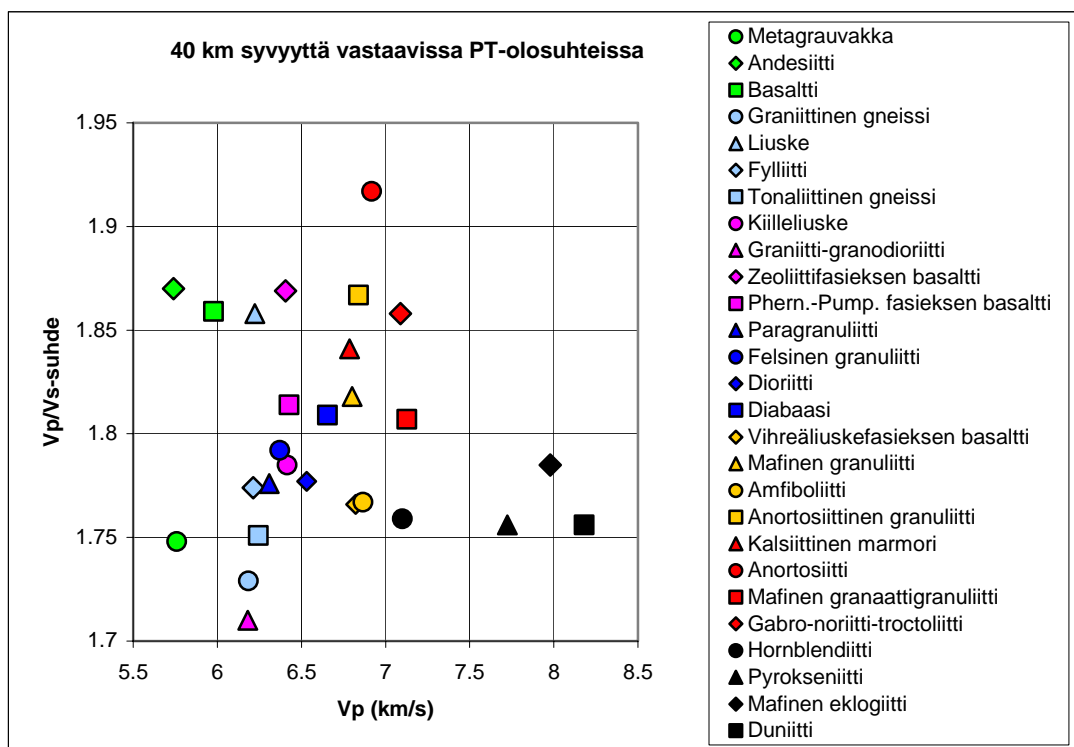
kvartsilla on muihin kiviin verrattuna hyvin alhainen  $V_P/V_S$ -suhde (mm. Carmichael, 1982; Ji et al., 2002; Hacker ja Abers, 2003). Mitä enemmän kivessä on kvartsia, sitä pienempi on  $V_P/V_S$ -suhde. Kun kiven  $\text{SiO}_2$ -pitoisuus on yli 55%  $V_P/V_S$ -suhde pienenee lineaarisesti  $\text{SiO}_2$ -pitoisuuden kasvaessa, mutta pienemmillä  $\text{SiO}_2$ -pitoisuuksilla ei ole niin selvää korrelaatiota pitoisuuden kanssa. Myös kivessä olevan plagioklaasin koostumus vaikuttaa hieman  $V_P/V_S$ -suhteeseen, sillä mitä suurempi anortiitin määrä on, sitä suurempi on myös  $V_P/V_S$ -suhde. Samanlainen ilmiö voidaan havaita myös pyrokseenin ja oliviinin Fe–Mg-suhteesta: mitä suurempi on Fe-pitoisuus, sitä suurempi on  $V_P/V_S$ -suhde.

Taulukossa 4.7 on Christensenin (1996) julkaisemat  $V_P/V_S$ -suhteet eri kivilajiryhmille viidessä eri paineessa ja kuvassa 4.18 on esitetty eri kivilajien  $V_P/V_S$ -suhteet ja P-aallon nopeudet  $V_P/V_S$ ,  $V_P$ -koordinaatistossa 40 km:n syvyyttä vastaavissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa.

**Taulukko 4.7.** Eri kivilajien  $V_P/V_S$ -suhteet (Christensen, 1996). Kivilajin nimen perässä on myös kivilajista käytetty lyhenne.

<b>Paine (MPa)</b>	<b>200</b>	<b>400</b>	<b>600</b>	<b>800</b>	<b>1000</b>
<b>Painetta vastaava syvyys (km)</b>	<b>7.20</b>	<b>14.41</b>	<b>21.61</b>	<b>28.82</b>	<b>36.02</b>
Serpentiniitti (SER)	2.051	2.077	2.094	2.108	2.119
Metagrauvakka (MGW)	1.711	1.725	1.735	1.742	1.748
Andesiitti (AND)	1.823	1.844	1.858	1.865	1.87
Basalti (BAS)	1.838	1.846	1.851	1.856	1.859
Kvartsiitti (QTZ)	1.478	1.485	1.492	1.498	1.502
Graniittinen gneissi (GGN)	1.716	1.73	1.732	1.731	1.729
Liuske (SLT)	1.865	1.862	1.861	1.859	1.858
Fylliitti (PHY)	1.762	1.766	1.769	1.772	1.774
Tonaliittinen gneissi (BGN)	1.74	1.745	1.747	1.749	1.751
Kiilleliuske (QSC)	1.777	1.78	1.782	1.784	1.785
Graniitti-granodioriitti (GRA)	1.702	1.705	1.707	1.709	1.71
Zeoliittifasiuksen basalti (BZE)	1.851	1.858	1.863	1.866	1.869
Preh.-pump. fasiuksen basalti (BPP)	1.792	1.8	1.806	1.81	1.814
Paragranuliitti (PGR)	1.766	1.77	1.772	1.774	1.776
Felsinen granuliitti (FGR)	1.777	1.783	1.787	1.79	1.792
Dioriitti (DIO)	1.759	1.766	1.771	1.775	1.777
Diabaasi (DIA)	1.8	1.802	1.805	1.807	1.809
Vihreäliuskefasiuksen basalti (BGR)	1.756	1.76	1.763	1.764	1.766
Mafinen granuliitti (MGR)	1.815	1.817	1.817	1.818	1.818
Amfiboliitti (AMP)	1.756	1.761	1.764	1.766	1.767
Anortosiittinen granuliitti (AGR)	1.855	1.86	1.863	1.865	1.867
Kalsiittinen marmori (MBL)	1.893	1.873	1.86	1.85	1.841
Anortosiitti (ANO)	1.91	1.913	1.914	1.916	1.917
Mafinen granaattigranuliitti (GGR)	1.789	1.796	1.801	1.804	1.807
Gabro-noriitti-troktoliitti (GAB)	1.848	1.852	1.854	1.856	1.858
Hornblendiitti (HBL)	1.749	1.749	1.752	1.755	1.759
Pyroksemiitti (PYX)	1.741	1.747	1.751	1.754	1.756
Mafinen eklogiitti (ECL)	1.786	1.785	1.785	1.785	1.785
Duniitti (DUN)	1.754	1.755	1.756	1.756	1.756





**Kuva 4.18.** Eri kivilajien  $V_p/V_s$ -suhteet ja P-aallon nopeudet  $V_p/V_s$ ,  $V_p$ -koordinaatistossa Suomen kuoren noin 40 km syvyyttä vastaavissa paine- ja lämpötilaoloissa. Serpentiiniitti ( $V_p/V_s$ -suhte noin 2,1) ja kvartsiitti ( $V_p/V_s$ -suhte noin 1,5) on jätetty kuvasta pois.

### 4.3 Kuoren ksenoliiteille lasketut seismiset nopeudet

Hölttä et al. (2000) ja Peltonen et al. (2006) ovat julkaisseet aineistoa 34:stä alakuoren ksenoliitista, jotka ovat peräisin Itä-Suomen kimberliiteistä (~500 Ma) (kuva 4.1). Suurin osa ksenoliiteista on mafisia granaattigranuliitteja, mutta joukossa on myös muutamia pyrokseeni- ja sarvivälkepitaisia tonaliitteja ja gabroja (taulukko 4.8). Termobarometrian perusteella mafisten granuliittien kiteytymislämpötila oli noin 800–900 °C ja paine 0,75–1,25 GPa. Nämä olosuhteet vastaavat Suomen kuorella noin 25–45 km syvyyttä. Ksenoliittien joukossa olevien pyroksemiittien, hornblendiiittien ja tonaliittisten granuliittien paine- ja lämpötilaolosuhteet ovat epäselviä, koska niistä puuttuu olosuhteiden määrittämiseen sopivat mineraaliparit. Peltosen ja muiden (2006) mukaan näiden kivien mineralogia ja tekstuuri viittaavat kuitenkin siihen, että ne ovat peräisin alakuoresta.

Ksenoliittinäytteille ei voitu mitata laboratoriossa seismisiä nopeustuloksia, koska näytteet olivat liian pieniä. Seismiset P-aallon nopeudet ja  $V_p/V_s$ -suhteet ksenoliittinäytteille on laskettu ksenoliittien modaalisisista koostumuksista (Hölttä et al, 2000; Peltonen et al., 2006) käyttäen Hackerin ja Abersin (2004) ohjelmaa (taulukko 4.8; kuva 4.19). Seismiset nopeustulokset on laskettu noin 35 km:n syvyyttä vastaavissa paine- ja lämpötilaoloissa (970 MPa ja 347°C). P-aallon nopeus vaihtelee välillä 6,2–7,6 km/s ja keskiarvo on 7,1 km/s. S-aaltojen nopeus vaihtelee välillä 3,4–4,2 km/s keskiarvon ollessa 4,0 km/s. Runsaasti biotiittia ja kvartssia sisältävillä ksenoliiteilla on matalampia

nopeusarvoja kuin muilla ksenoliiteilla.  $V_P/V_S$ -suhteet vaihtelevat 1,70–1,86, keskiarvo on 1,79. Runsaasti biotiittia sisältävillä ksenoliiteilla on korkeampi  $V_P/V_S$ -suhde ja kvartssia sisältävillä ksenoliiteilla on matalampi  $V_P/V_S$ -suhde kuin muilla pääosin tummia mineraaleja sisältävillä ksenoliiteilla. Nopeustulokset sopivat yleisesti hyvin yhteen Christensenin ja Mooneyn (1995) ja Christensenin (1996) mafiselle granuliitille ja mafiselle granaattigranuliitille mitaamien laboratoriotulosten kanssa, vaikka  $V_P/V_S$ -suhteet ovat keskimäärin hieman alhaisempia (kuva 4.19).

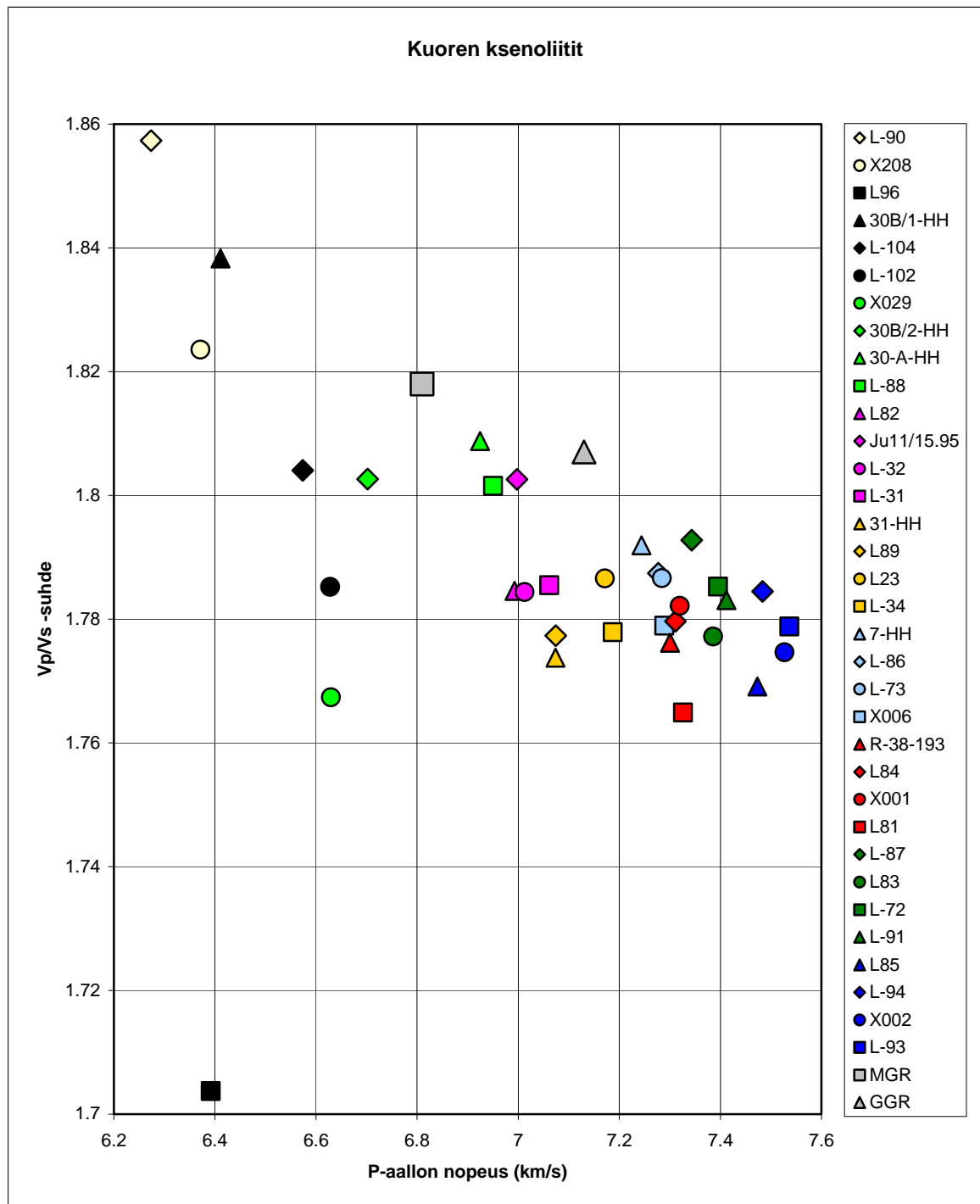
**Taulukko 4.8.** Alakuoren ksenoliittien modaaliset koostumukset sekä Hackerin ja Abersin (2004) ohjelman avulla lasketut P-aallon nopeudet ja  $V_P/V_S$ -suhteet. Nopeudet on laskettu 970 MPa paineelle ja 347°C lämpötilalle, jotka vastaavat noin 35 km syvyyttä Suomen kuoressa.

Näyte <sup>a</sup>	Kivilaji <sup>a</sup>	Moodit <sup>b</sup>	$V_P$ (km/s) <sup>c</sup>	$V_P/V_S$ -suhde <sup>c</sup>
7-HH	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>15</sub> Cpx <sub>38</sub> Af <sub>4</sub> Pl <sub>42</sub> Op <sub>3</sub>	7.244	1.792
30-A-HH	mafinen granuliitti	Cpx <sub>68</sub> Bt <sub>27</sub> Chl <sub>4</sub>	6.924	1.809
30B/1-HH	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>3</sub> Cpx <sub>29</sub> Pl <sub>29</sub> Bt <sub>35</sub> Chl <sub>4</sub>	6.411	1.838
30B/2-HH	granuliitti	Opx <sub>1</sub> Pl <sub>60</sub> Af <sub>25</sub> Chl <sub>13</sub> Op <sub>1</sub>	6.702	1.803
31-HH	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>1</sub> Cpx <sub>7</sub> Af <sub>64</sub> Pl <sub>12</sub> Chl <sub>15</sub>	7.073	1.774
L-31	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>2</sub> Cpx <sub>9</sub> Af <sub>62</sub> Pl <sub>25</sub> Chl <sub>2</sub>	7.061	1.785
L-32	mafinen granuliitti	Cpx <sub>6</sub> Af <sub>69</sub> Pl <sub>23</sub>	7.013	1.784
L-34	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>13</sub> Cpx <sub>1</sub> Af <sub>62</sub> Pl <sub>15</sub> Chl <sub>6</sub>	7.187	1.778
L-72	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>17</sub> Cpx <sub>39</sub> Af <sub>15</sub> Pl <sub>27</sub> Chl <sub>2</sub>	7.395	1.785
L-73	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>9</sub> Cpx <sub>16</sub> Af <sub>52</sub> Pl <sub>19</sub> Chl <sub>3</sub>	7.284	1.787
L-86	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>14</sub> Cpx <sub>29</sub> Af <sub>25</sub> Pl <sub>30</sub>	7.277	1.787
L-87	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>18</sub> Cpx <sub>32</sub> Af <sub>9</sub> Pl <sub>33</sub> Op <sub>7</sub>	7.343	1.793
L-88	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>13</sub> Cpx <sub>7</sub> Af <sub>19</sub> Pl <sub>54</sub> Chl <sub>4</sub> Op <sub>2</sub>	6.950	1.802
L-90	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>17</sub> Pl <sub>37</sub> Bt <sub>44</sub>	6.274	1.857
L-91	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>19</sub> Cpx <sub>27</sub> Af <sub>32</sub> Pl <sub>19</sub> Op <sub>3</sub>	7.412	1.783
L-93	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>28</sub> Cpx <sub>23</sub> Af <sub>25</sub> Pl <sub>14</sub> Chl <sub>1</sub> Op <sub>6</sub> Qz <sub>1</sub>	7.537	1.779
L-94	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>27</sub> Cpx <sub>29</sub> Af <sub>11</sub> Pl <sub>26</sub> Op <sub>5</sub> Qz <sub>2</sub>	7.484	1.784
L-102	granaattigranuliitti	Gt <sub>2</sub> Af <sub>20</sub> Pl <sub>55</sub> Bt <sub>1</sub> Chl <sub>7</sub> Qz <sub>6</sub>	6.628	1.785
L-104	mafinen granuliitti	Cpx <sub>16</sub> Opx <sub>19</sub> Pl <sub>48</sub> Bt <sub>14</sub> Qz <sub>2</sub>	6.574	1.804
L81	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>17</sub> Cpx <sub>47</sub> Af <sub>1</sub> Pl <sub>27</sub> Op <sub>3</sub> Qz <sub>3</sub>	7.326	1.765
X001	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>21</sub> Cpx <sub>32</sub> Af <sub>10</sub> Pl <sub>32</sub> Op <sub>6</sub>	7.320	1.782
L23	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>14</sub> Cpx <sub>30</sub> Af <sub>10</sub> Pl <sub>39</sub> Op <sub>6</sub> Qz <sub>1</sub>	7.172	1.787
L83	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>22</sub> Cpx <sub>24</sub> Af <sub>31</sub> Pl <sub>20</sub> Op <sub>4</sub>	7.386	1.777
R-38-193	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>15</sub> Cpx <sub>27</sub> Af <sub>34</sub> Pl <sub>21</sub> Op <sub>3</sub>	7.300	1.776
X002	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>26</sub> Cpx <sub>21</sub> Af <sub>37</sub> Pl <sub>9</sub> Op <sub>7</sub>	7.527	1.775
L84	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>20</sub> Cpx <sub>11</sub> Af <sub>47</sub> Pl <sub>19</sub> Op <sub>3</sub>	7.311	1.780
L85	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>19</sub> Cpx <sub>26</sub> Af <sub>47</sub> Pl <sub>5</sub> Op <sub>4</sub>	7.473	1.769
X006	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>20</sub> Cpx <sub>4</sub> Af <sub>60</sub> Pl <sub>17</sub>	7.289	1.779
Ju11/15.95	mafinen granaattigranuliitti	Gt <sub>20</sub> Cpx <sub>15</sub> Pl <sub>65</sub>	6.997	1.803
X208	granuliitti (montzodioriitti)	Opx <sub>4</sub> Af <sub>2</sub> Pl <sub>63</sub> Bt <sub>6</sub> Qz <sub>4</sub> Kfp <sub>19</sub> Op <sub>2</sub>	6.371	1.824
L96	granuliitti (tonaliitti)	Opx <sub>4</sub> Af <sub>12</sub> Pl <sub>50</sub> Bt <sub>1</sub> Qz <sub>32</sub>	6.392	1.704
L89	pyrokseeni-sarvivälke-gabro	Cpx <sub>7</sub> Af <sub>77</sub> Pl <sub>14</sub> Op <sub>1</sub>	7.075	1.777
X029	gabro	Cpx <sub>25</sub> Af <sub>9</sub> Pl <sub>39</sub> Bt <sub>9</sub> Op <sub>7</sub> Qz <sub>11</sub>	6.630	1.767
L82	sarvivälke-gabro	Af <sub>76</sub> Pl <sub>22</sub> Op <sub>3</sub>	6.993	1.785

<sup>a)</sup> Näytteiden nimet, kivilajitiedot ja modaaliset koostumukset on saatu julkaisuista Hölttä et al., 2000 ja Peltonen et al., 2006 sekä P.Peltoselta suullisena tiedonantona, 2006.

<sup>b)</sup> Gt=granaatti, Cpx=klinopyrokseeni, Opx=ortopyrokseeni, Af=amfiboli (sarvivälke), Pl=plagioklaasi, Op=opaakit, Chl=kloriitti, Qz=kvartsi, Bt=biotitiitti, Kfp=kalimaasälpä

<sup>c)</sup>  $V_P$  ja  $V_P/V_S$ -suhde on laskettu modaalisista koostumuksista (Hölttä et al., 2000; Peltonen et al., 2006) käyttäen Hackerin ja Abersin (2004) ohjelmaa. Nopeuslaskuissa on jätetty huomioimatta aksessoristen mineraalien osuus (kokonaisuus pääosin < 3%).



**Kuva 4.19.** Taulukossa 4.8 esitettyjen kuoren ksenoliittien  $V_p/V_s$ -suhteet ja P-aallon nopeudet  $V_p/V_s, V_p$ -koordinaatistossa noin 35 km syvyyttä vastaavissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa (970 MPa, 347°C). Vertailun vuoksi mukaan on lisätty Christensenin ja Mooneyn (1995) ja Christensenin (1996) tulokset mafiselle granuliitille (MGR) ja mafiselle granaattigranuliitille (GGR).

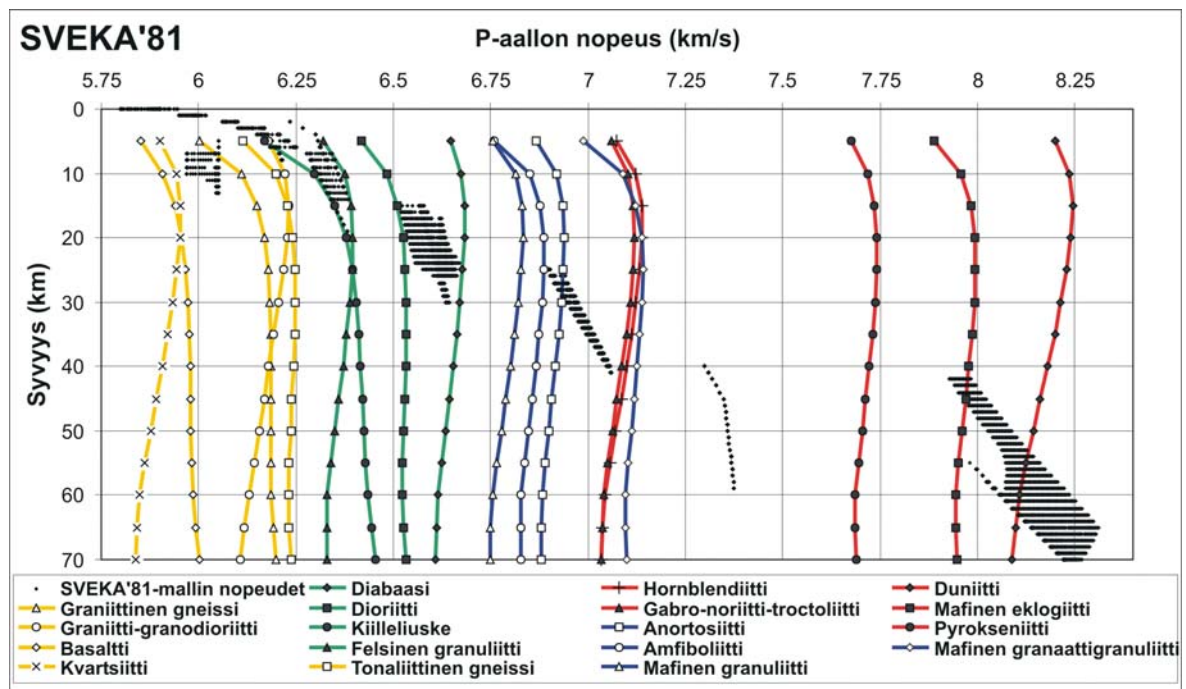
## 5 Nopeustulosten vertailua

Taittumisluotausten nopeusmalleista poimittuja P-aallon nopeuksia on verrattu Suomen olosuhteisiin muunnettuihin kivilajikohtaisiin laboratoriomittaustuloksiin piirtämällä nopeusaineistot samaan kuvaan (kuvat 5.1–5.5). Vertailun yksinkertaistamiseksi kivilajiaineistosta on jätetty pois joitakin Suomen kuoren koostumuksen kannalta suhteellisen merkityksettömiä kivilajeja. Nopeusaineistojen vertailua on esitetty myös Kuusiston ja muiden (2006) julkaisussa.

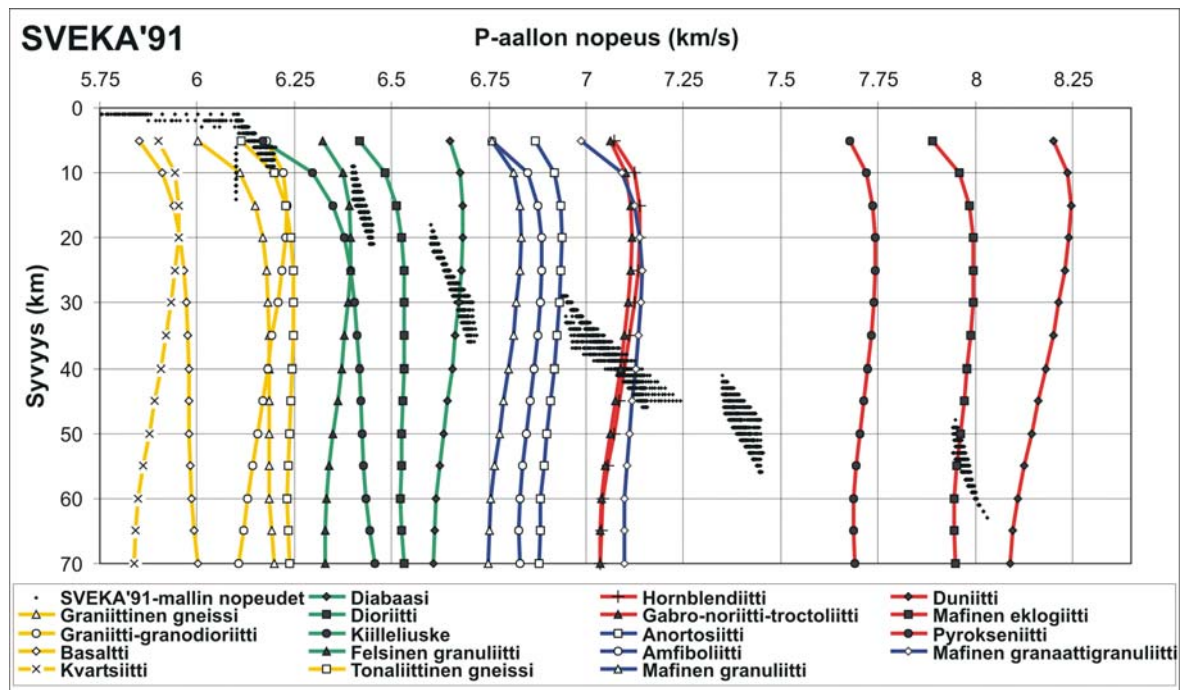
Kuvista 5.1–5.5 voidaan havaita taittumisluotausmallien ja kivilajien nopeustulosten hyvin erilaiset käyttäytymistavat. Taittumisluotausmallien mukaan P-aallon nopeus kasvaa syvyyden funktiona läpi koko kuoren. Seisminen nopeus kasvaa kuoren eri kerrosten rajapinnoilla ja sen lisäksi kuoren eri kerrosten sisällä tapahtuu vähittäistä nopeuden kasvua. Laboratoriomittaustulosten perusteella taas yksittäisten kivilajien nopeudet kasvavat noin 15 km syvyyteen asti, jonka jälkeen ne pysyvät vakiona tai jopa laskevat syvyyden kasvaessa. Yläkuoressa (noin 0–10 km) nopeudet kasvavat molemmissa aineistoissa suunnilleen samalla tavalla, mutta syvemmällä kuoressa nopeustulokset eroavat merkittävästi toisistaan. Lisäksi usean kivilajin nopeusfunktiot leikkaavat joitakin taittumisluotausmallien kerrosten nopeuksia, mutta taittumisluotausmalleissa on myös kerroksia, joissa esiintyviä nopeuksia ei ole millään esimerkkikivilajilla. Esimerkiksi monessa taittumisluotausmallissa alakuoren ylemmän kerroksen (noin 25–40 km) nopeusalueella on useiden kivilajien nopeusfunktioita, mutta alimman alakuoren kerroksen (40–60 km) kanssa samanlaisia nopeuksia ei ole millään tässä työssä käytössä olevalla kivilajilla (mm. kuva 5.2).

Nopeusaineistojen vertailu osoittaa, että yksittäiset kivilajit eivät pysty selittämään taittumisluotauksissa havaittavaa nopeusjakaumaa. Kivilajien nopeusfunktiot eivät vastaa taittumisluotauksissa havaittavaa nopeusjakaumaa edes kuoren eri kerroksissa yläkuorta lukuun ottamatta. Jos taittumisluotausmallien tulokset edustavat todellisia in situ -nopeuksia, niin kuoressa täytyy olla asteittaista vertikaalista koostumusvaihtelua. Tämä viittaa siihen, että kuoren täytyy muuttua mafisemmaksi syvyyden kasvaessa ja koostumusmuutos ei rajoitu pelkästään kuoren eri kerrosten rajapinnoille, vaan kuoren koostumus muuttuu vähitellen mafisemmaksi myös kerrosten sisällä.

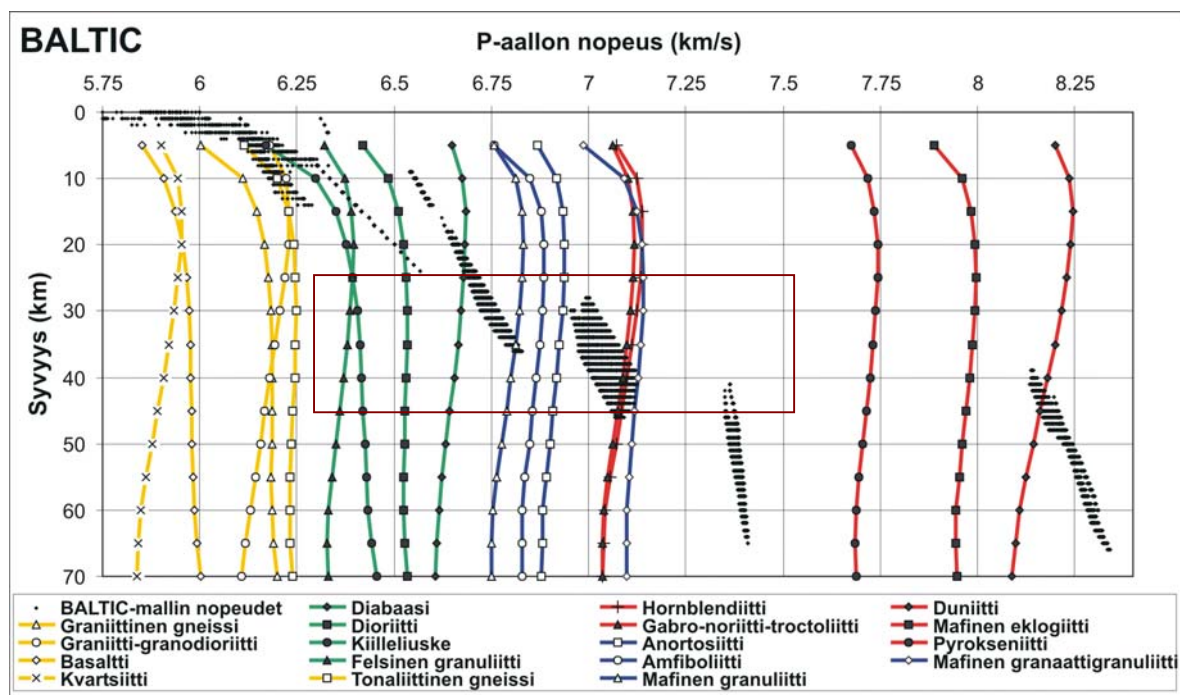
BALTIC-mallin vertailukuvaan (kuva 5.3) on lisätty myös Suomesta löydettyjen alakuoren ksenoliittien nopeuksien vaihtelualue (taulukko 4.8). Ksenoliitit on löydetty hyvin lähellä BALTIC-linjaa sijaitsevista Itä-Suomen kimberliiteistä (kuva 4.1). Ksenoliitit ovat peräisin 25–45 km syvyydeltä ja P-aallon nopeus ksenoliiteissä vaihtelee välillä 6,25–7,55 km/s. Ksenoliittien lähtösyvyys sekä nopeuksien keskiarvo (7,1 km/s) sopivat hyvin yhteen BALTIC-mallin alakuoren ylemmän kerroksen kanssa.



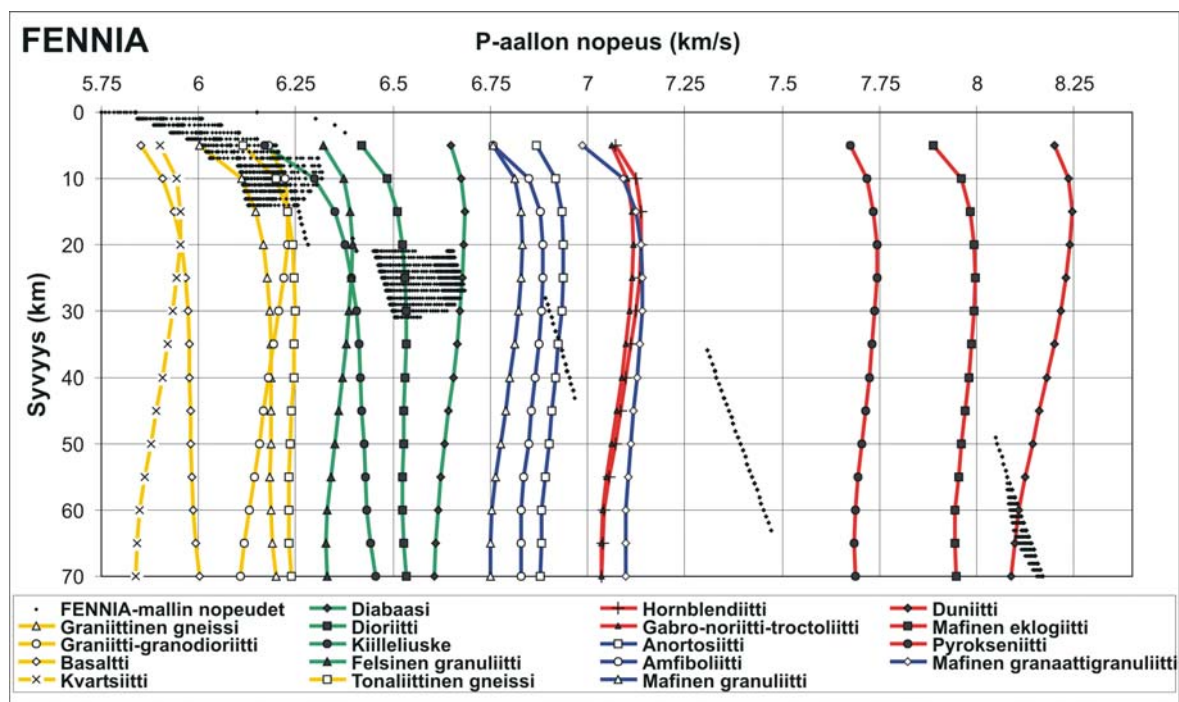
**Kuva 5.1.** SVEKA'81-mallin nopeudet ja eri kivilajien Suomen oloihin interpoloidut nopeustulokset. Taivutusluotausmallin nopeudet ja kivilajien nopeusfunktiot eivät käyttyä syvyyden funktiona samalla tavalla.



**Kuva 5.2.** SVEKA'91-mallin nopeudet ja eri kivilajien Suomen oloihin interpoloidut nopeustulokset. Mafisen granaattigranuliitin, hornblenditiin ja gabron nopeusfunktiot leikkaavat ylemmän alakuoren kerrosta (30–45 km), mutta yhdenkään tässä työssä käytetyn kivilajin nopeusfunktio ei osu alemman alakuoren kerroksen (40–55 km) nopeuksiin.

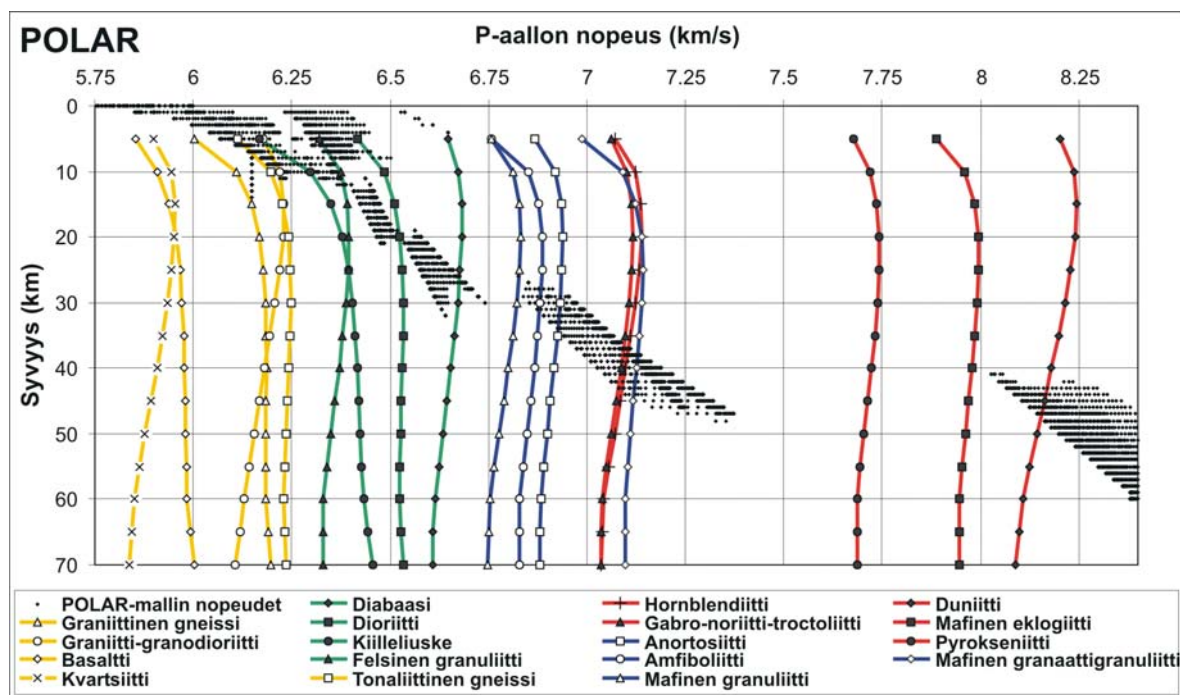


**Kuva 5.3.** BALTIC-mallin nopeudet ja Suomen oloihin interpoloidut nopeudet eri kivilajeissa. Lisäksi kuvassa on esitetty Suomesta löydetyille alakuoren ksenoliiteille laskettujen seismisten nopeuksien vaihtelualue (suorakaide kuvassa). Ksenoliitit ovat peräisin 25–45 km syvyydeltä ja seismisten P-aallon nopeuksien keskiarvo on 7,1 km/s (taulukko 4.8). Nämä lukemat sopivat hyvin yhteen ylempään alakuoren kerroksen kanssa.



**Kuva 5.4.** FENNIA-mallin nopeudet ja Suomen oloihin interpoloidut nopeudet eri kivilajeissa.





Kuva 5.5. POLAR-mallin nopeudet ja Suomen oloihin interpoloidut nopeudet eri kivilajeissa.

## 5.1 Nopeusfunktioiden tarkastelua

Taittumisloutausaineistojen ja kivilajikohtaisten laboratoriomittausten tuloksissa on hyvin erilaiset nopeusjakaumat syvyyden funktiona. Taittumisloutausmallien mukaan seisminen nopeus kasvaa kuoren eri kerroksissa syvyyden kasvaessa. Säteenseurantamenetelmään perustuvassa taittumisloutauksen mallinnuksessa kerrosrajapintojen muoto ja sijainti sekä eri kerroksissa olevat nopeusjakaumat ovat mallinnusparametreja (luku 3.2; Cerveny and Psencik, 1983). Taittumisloutauksen mallinnuksen tuottamat nopeusgradientit ovat todennäköisesti luotettavia, sillä mallinnetut kulkuaikakuvaajat eivät sovi kenttämittauksissa kerättyihin rekisteröinteihin, ellei mallin eri kerroksissa ole oikeita nopeusgradientteja.

Kivilajien nopeuskäyttäytyminen maankuoren olosuhteissa riippuu paineesta ja lämpötilasta. Kuoren todellisia paine- ja lämpötilaoloja ei varmuudella tunneta, mutta paineen oletetaan olevan litologisen kivilajikuorman aiheuttamaa painetta ja lämpötila-arvio saadaan geotermisistä malleista. Suomen kuorelle määritetyissä olosuhteissa paineen kasvun seismistä nopeutta lisäävä vaikutus ja lämpötilan nopeutta alentava vaikutus kumoavat toisensa melko hyvin, jolloin kivilajeille laboratoriomittausten perusteella määritetyt nopeudet pysyvät lähes vakiona tai hieman laskevat syvällä maankuorella.

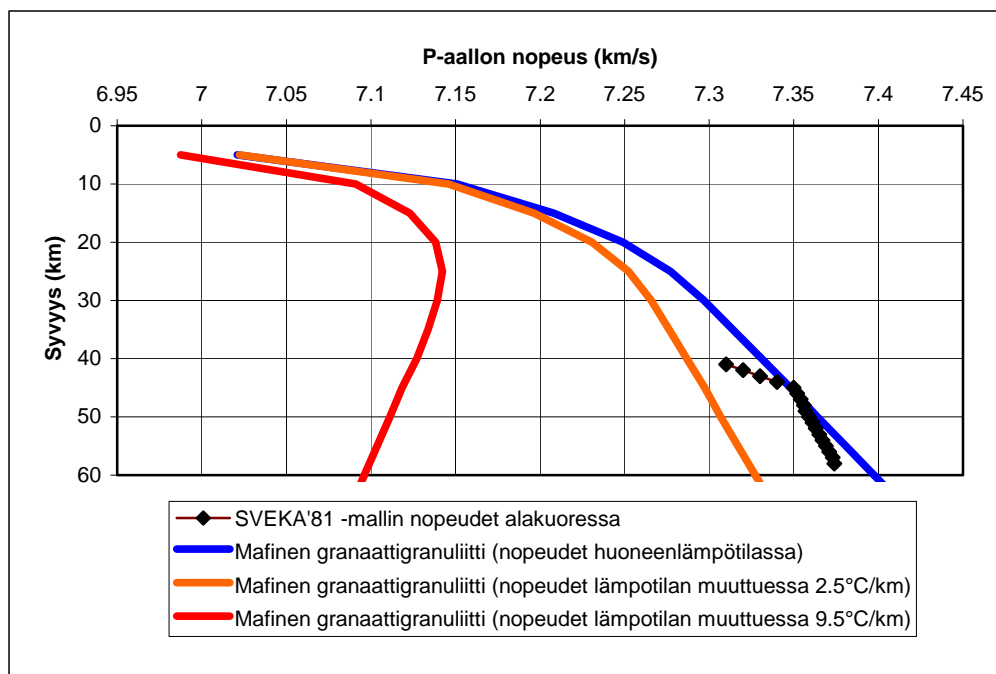
Tässä tarkastellaan millaisia paine- ja lämpötilaolojen pitäisi olla, jotta kivilajien nopeusfunktiot olisivat samanlaisia taittumisloutausmalleissa havaittujen nopeuksien kanssa. Esimerkitapaukseksi otetaan SVEKA'81-linjan alakuoren alaosa (45–58 km), jossa on melko loiva nopeusgradientti eli nopeudet muuttuvat syvyyden funktiona

suhteellisen vähän. BALTIC-linjan alakuoren nopeusgradientti on samaa luokkaa kuin SVEKA'81-linjalla, mutta muissa kerroksissa ja malleissa nopeusmuutokset syvyyden funktiona ovat suurempia.

Valitaan esimerkikivilajiksi mafinen granaattigranuliitti, jossa nopeudet ovat melko lähellä SVEKA'81-mallin alimman alakuoren nopeuksia. Mafisessa granaattigranuliitissa nopeuden lämpötilagradientti on  $-0,52 \cdot 10^{-3} \text{ km/s } / ^\circ\text{C}$  (taulukko 4.5). Suomen kuoressa lämpötila muuttuu geotermisten mallien mukaan lähes lineaarisesti ja keskimääräinen muutos on  $9,5 \text{ } ^\circ\text{C/km}$  (kuva 4.14).

Tarkastellaan ensin millaisissa kuoren lämpötilaoloissa seismiset nopeudet mafisessa granaattigranuliitissa sopisivat SVEKA'81-mallin alemman alakuoren nopeuksiin, kun paineen oletetaan olevan litologisen paineen mukainen. Mafisen granaattigranuliitin nopeusfunktio saataisiin SVEKA'81-mallin alakuoren kanssa yhdensuuntaiseksi, jos kuoren lämpötila kasvaisi keskimäärin vain  $2,5 \text{ } ^\circ\text{C}$  kilometriä kohden (kuva 5.6). Tällaisella lämpötilan kasvulla  $50 \text{ km:n}$  syvyydellä lämpötila olisi vain  $130 \text{ } ^\circ\text{C}$ , kun se geotermien (kuva 4.14) mukaan on  $487 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

SVEKA'81-mallin alakuoren nopeusgradientti on melko pieni. Jos haluttaisiin saada seismiset nopeudet mafisessa granaattigranuliitissa sopimaan yhteen jonkin suuremman nopeusgradientin kanssa, esimerkiksi kuvassa 5.6 myös olevaan SVEKA'81-mallin alemman alakuoren yläosan ( $40\text{--}45 \text{ km}$ ) kanssa, niin kuoren lämpötilan pitäisi jopa laskea syvyyden funktiona.

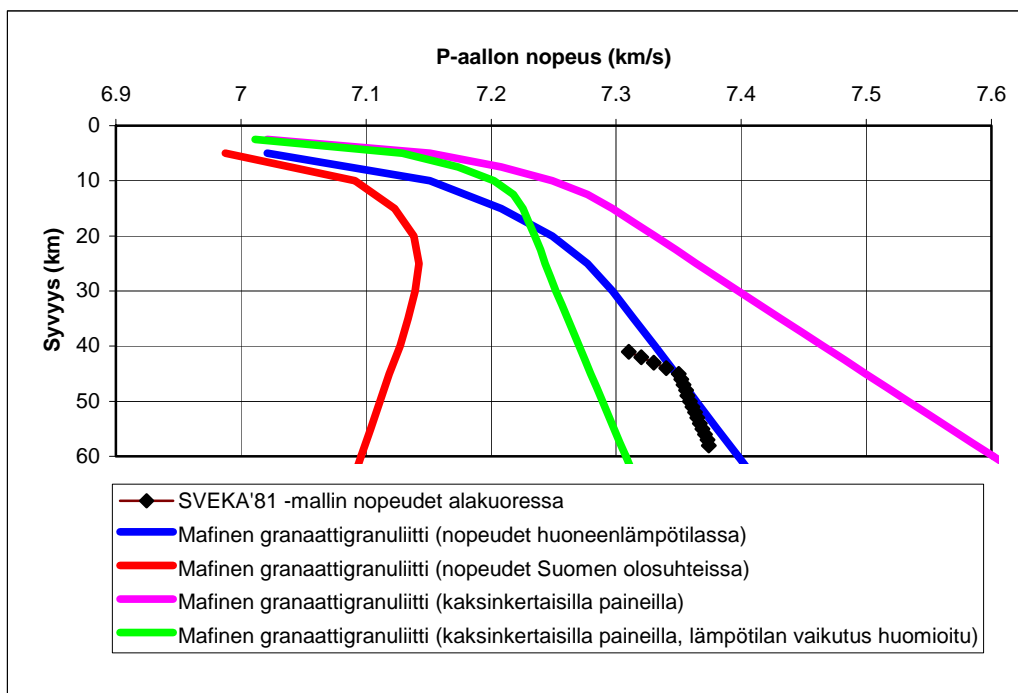


**Kuva 5.6.** Seismiset nopeudet mafisessa granaattigranuliitissa erilaisissa lämpötilaoloissa. Mafisen granaattigranuliitin nopeus syvyyden funktiona olisi yhdensuuntainen SVEKA'81 mallin nopeuksien kanssa, jos lämpötila kuoressa kasvaisi keskimäärin vain  $2,5 \text{ } ^\circ\text{C/km}$ .



Toinen tapa yrittää sovittaa kivilajin nopeusfunktio SVEKA'81-mallin alakuoren nopeuksiin on pitää kuoren lämpötila geotermien (kuva 4.14) mukaisena, mutta olettaa että paine kuoressa onkin suurempi kuin litostaattisen paineen aiheuttama paine. Jos paine syvyyden funktiona olisi kaksinkertainen litostaattiseen paineeseen nähden ja lämpötilan vaikutus nopeuteen huomioidaan, mafisen granaattigranuliitin nopeusfunktio tulee yhdensuuntaiseksi SVEKA'81-mallin alakuoren nopeuksien kanssa (kuva 5.7). Tämä oletus korkeasta paineesta on kuitenkin hyvin epärealistinen ja edellyttäisi mm. hyvin korkeita tiheyksiä.

Nämä tarkastelut osoittavat, että yksittäisten kivilajien nopeusfunktiot eivät selitä taittumisluotausmallien kerrosten sisäisiä pystysuuntaisia nopeusmuutoksia ja kivilajien nopeusfunktioiden saaminen samankaltaisiksi taittumisluotausmallien nopeuksien kanssa edellyttäisi hyvin epärealistisia maankuoren lämpötila- ja paineolosuhteita. Jotta taittumisluotausmallien kerrosten mukaiset nopeudet saavutettaisiin, maankuoren kerrosten täytyy koostua eri kivilajien sekoituksista. Lisäksi kivilajikoostumuksen täytyy muuttua vähitellen ainakin keski- ja alakuoren kerroksissa siten, että seisminen nopeus kivilajisekoituksessa kasvaa syvyyden funktiona.



**Kuva 5.7.** SVEKA'81-mallin alimman alakuoren nopeudet sekä seismit nopeudet mafisessa granaattigranuliitissa erilaisissa paineoloissa ilman lämpötilakorjausta sekä lämpötilakorjauksen kanssa. Jos paine kuoressa olisi kaksinkertainen litologiseen paineeseen nähden, niin mafisen granaattigranuliitin nopeusfunktio olisi yhdensuuntainen SVEKA'81-mallin alakuoren nopeuksien kanssa.

## 6 Maankuoren koostumusmallit

Yksittäisillä kivilajeilla ei voida mallintaa taittumisluotausten nopeusjakaumaa, sillä kivilajien nopeudet syvyyden funktiona ovat erilaisia taittumisluotausmallien nopeusjakaumien kanssa (kuvat 5.1–5.5). Maankuoressa olevien kerrosten mallinnusta voidaan kuitenkin tehdä erilaisten kivilajisekoitusten avulla. Eri kivilajeja sekoittamalla voidaan sekoituksen nopeus saada keskimäärin samaksi mallitettavan taittumisluotausmallin kerroksen nopeuden kanssa. Kun kivilajisekoitukseen lisäksi lisätään sopiva pystysuunnassa tapahtuva koostumusmuutos, niin myös mallitettavan kerroksen sisäinen nopeusmuutos saadaan toteutettua.

Yksikäsitteistä ratkaisua ei kuitenkaan ole, vaan suuri määrä erilaisia sekoituksia voi antaa tulokseksi taittumisluotausmallien kerroksissa havaitut nopeusjakaumat. Ratkaisujen määrää voidaan kuitenkin rajata tutkimusalueen geologisten ja geofysikaalisten tietojen avulla sekä käyttämällä kuoren koostumukselle järkeviä litologisia oletuksia. Ratkaisujen määrää rajoittaa myös käytössä oleva kivilajivalikoima, joka rajoittuu tämän työn aineistossa noin 20 eri kivilajiin.

Taittumisluotausmallien nopeusjakaumaa verrattiin Christensenin ja Mooneyn (1995) esittämään globaaliin mantereisen kuoren koostumusmalliin. Koostumusmallia muokattiin, jotta se sopisi Suomen taittumisluotausaineistoihin. Kun muokattuja koostumusmalleja ja alkuperäistä koostumusmallia verrataan, voidaan tehdä johtopäätöksiä Suomen kuoren koostumuksesta globaaliin kuoren koostumukseen nähden.

Globaali koostumusmalli on hyvä lähtökohta kuoren koostumuksen mallinnukselle, mutta yksittäisillä alueilla se ei välttämättä toimi sellaisenaan. Suomessa on esimerkiksi olemassa paljon lisätietoa, kuten pintageologia,  $V_p/V_s$ -suhde ja kuoren heijastuvuus, jotka täytyy huomioida kuorimalleja tehtäessä. Kun nämä tekijät huomioidaan, niin voidaan esittää todennäköisempiä vaihtoehtoja Suomen kuoren koostumukselle. Suomen kuoren koostumusmalleja on esitetty myös Kuusiston ja muiden (2006) julkaisussa.

### 6.1 Kivilajisekoitukset

Kuoren koostumuksen malleja varten laskettiin nopeustuloksia erilaisille kivilajisekoituksille, joissa on tietyt prosentuaaliset osuudet eri kivilajeja. Kivilajisekoituksen nopeus on keskiarvo sekoituksessa käytettyjen kivilajien nopeuksista. Nopeuksien keskiarvo voidaan kuitenkin laskea usealla eri tavalla. Yleisesti käytettyjä ovat aritmeettinen, harmoninen ja geometrinen keskiarvo, joille voidaan laskea myös painotettu keskiarvo, mikäli keskiarvo lasketaan keskenään eriarvoisista luvuista. Lisäksi on olemassa

lukuisia muita harvinaisempia keskiarvon laskutapoja, kuten esimerkiksi Voigt-Reuss-Hill- ja Hashin-Shtrikman -keskiarvot (Charmichael, 1982; Berryman, 1995; Schön, 2004).

Taulukossa 6.1 on esitetty eri syvyyksillä oleville kivilajisekoituksille eri tavalla laskettujen keskiarvojen mukaiset seismiset nopeudet muutamalle esimerkkitapaukselle. Esimerkkitapauksiksi on valittu mahdollisia kuoren kivilajisekoituksia, jotka edustanevat melko hyvin tässä työssä käytettyjä kivilajisekoituksia. Nopeuksien painokertoimina keskiarvoa laskettaessa on käytetty sekoituksessa olevien kivilajien prosentuaalisia osuuksia.

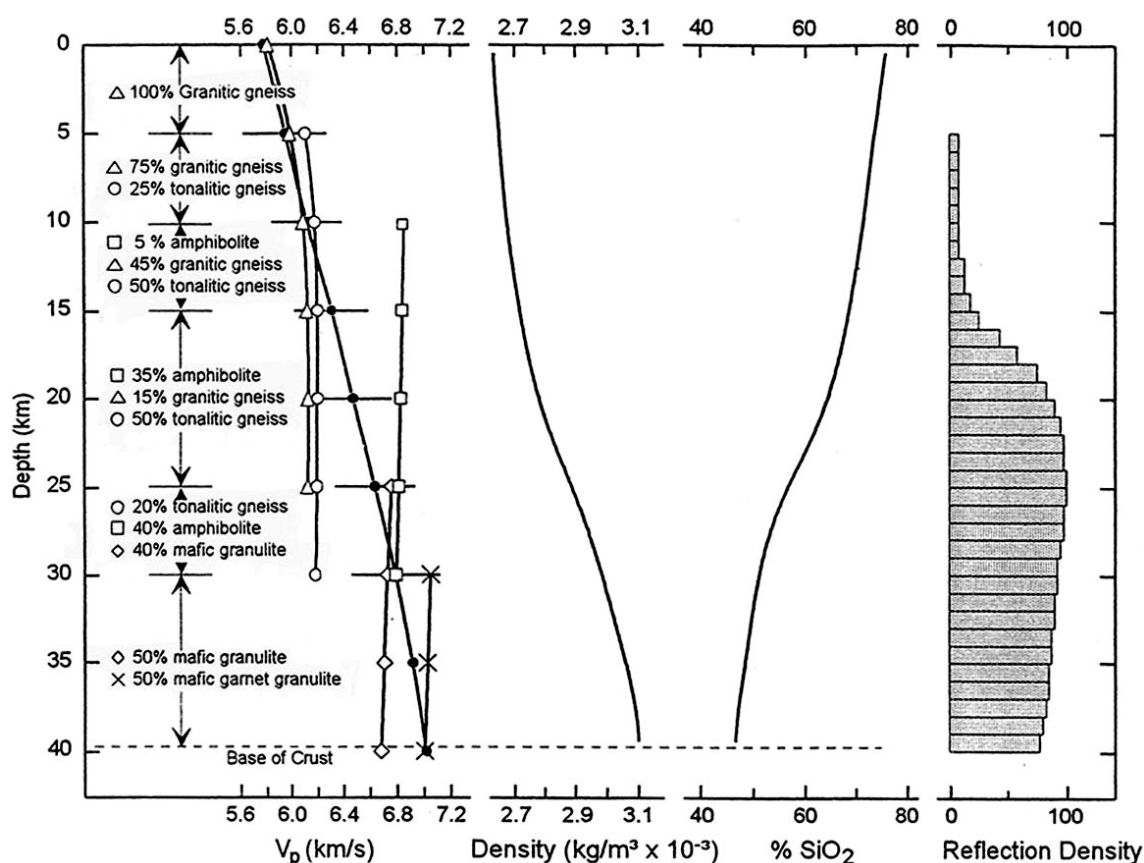
**Taulukko 6.1.** Eri tavalla lasketut keskiarvot erilaisten kivilajisekoitusten seismisille nopeuksille. Yksittäisten kivilajien nopeudet on saatu taulukosta 4.6. Tulokset on laskettu taulukossa olevien kaavojen avulla, joissa  $w_i$ :t ovat kivilajikohtaisten nopeuksien  $x_i$  painokertoimia ja painokerrointen summa on yksi. Painokertoimina on käytetty sekoituksessa olevien kivilajien prosentuaalista määrää.

Kivilajisekoitus	Painotettu aritmeettinen keskiarvo $\bar{X}_a = \sum_{i=1}^n w_i x_i$	Painotettu harmoninen keskiarvo $\bar{X}_h = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{w_i}{x_i}}$	Painotettu geometrinen keskiarvo $\bar{X}_g = \prod_{i=1}^n x_i^{w_i}$
<b>10 km syvyydellä:</b> 35 % graniittista gneissia, $v = 6,11$ km/s 40 % tonaliittista gneissia, $v = 6,20$ km/s 25 % amfiboliittia, $v = 6,85$ km/s	<b>6,331 km/s</b>	<b>6,317 km/s</b>	<b>6,324 km/s</b>
<b>20 km syvyydellä:</b> 25 % graniittista gneissia, $v = 6,17$ km/s 55 % graniitti-granodioriittia, $v = 6,23$ km/s 20 % amfiboliittia, $v = 6,89$ km/s	<b>6,347 km/s</b>	<b>6,336 km/s</b>	<b>6,341 km/s</b>
<b>30 km syvyydellä:</b> 15 % graniittista gneissia, $v = 6,18$ km/s 30 % felsistä granuliittia, $v = 6,39$ km/s 55 % amfiboliittia, $v = 6,88$ km/s	<b>6,628 km/s</b>	<b>6,615 km/s</b>	<b>6,622 km/s</b>
<b>40 km syvyydellä:</b> 50 % granuliittia, $v = 6,80$ km/s 40 % granaattigranuliittia, $v = 7,13$ km/s 10 % eklogiittia, $v = 7,98$ km/s	<b>7,050 km/s</b>	<b>7,034 km/s</b>	<b>7,042 km/s</b>
<b>50 km syvyydellä:</b> 72 % granaattigranuliittia, $v = 7,11$ km/s 28 % eklogiittia, $v = 7,96$ km/s	<b>7,348 km/s</b>	<b>7,329 km/s</b>	<b>7,338 km/s</b>

Erot eri tavalla laskettujen keskiarvojen välillä ovat melko pieniä. Luonnollisesti keskiarvojen ero tulee sitä suuremmaksi mitä suurempia erot ovat yksittäisten kivilajien arvojen välillä. Suurin ero esimerkkitapauksissa eri keskiarvojen välillä on alle 0,02 km/s. Tämä vastaa 1–2 % muutosta kivilajisekoituksen prosentuaalisessa koostumuksessa. Kun lisäksi huomioidaan se, että taittumislouheutasmalleista saatavat kerrosnopeudet edustavat sinänsä jo keskimääräistä nopeutta kyseisessä kerroksessa ja kivilajien koostumus ilmoitetaan prosentin tarkkuudella, niin voidaankin todeta, ettei keskiarvon laskutavalla ole suurtakaan merkitystä kivilajisekoitusten nopeuksia määritettäessä. Keskiarvon laskutavaksi tähän työhön valittiin yksinkertaisin eli aritmeettinen keskiarvo.

## 6.2 Globaali mantereisen kuoren koostumusmalli (CM95)

Christensen ja Mooney (1995) esittivät globaalin mantereisen kuoren koostumusmallin (kuva 6.1). Koostumusmalli perustuu seismisen nopeuden keskimääräiseen jakaumaan kuoressa. Keskimääräinen nopeusjakauma on määritetty eri puolilla maailmaa tehtyjen seismisten luotausaineistojen avulla. Luotausaineistoissa on mukana myös Suomen aineistoja.

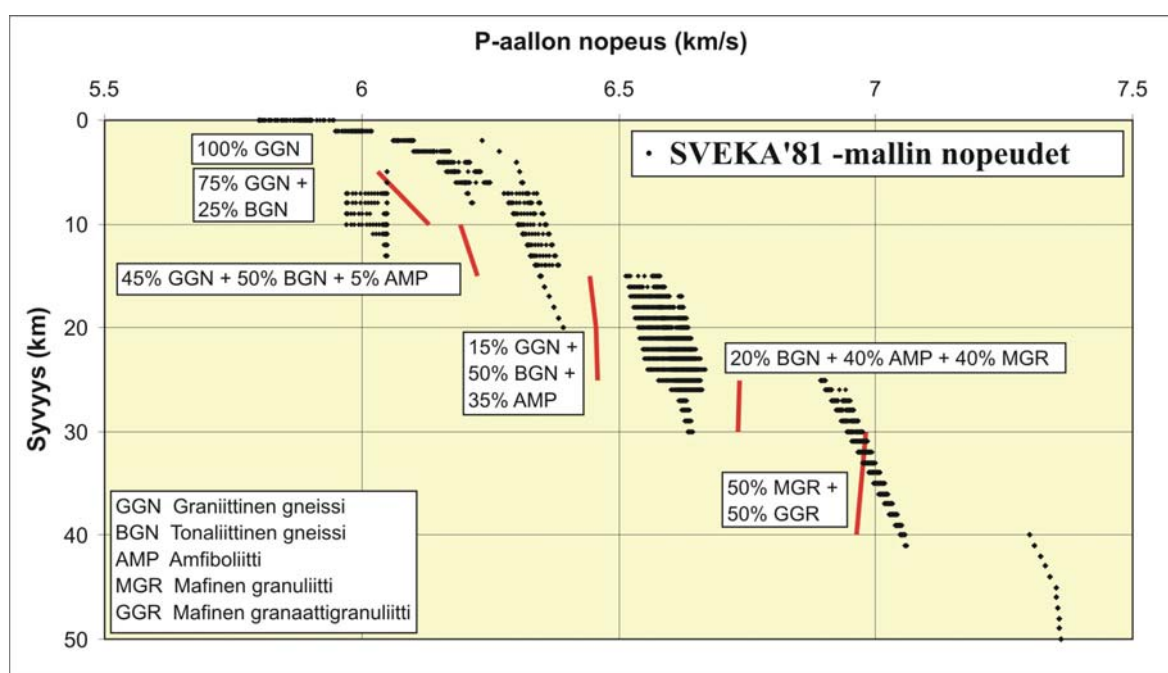


**Kuva 6.1.** Christensenin ja Mooneyn (1995) esittämä globaali mantereisen kuoren koostumusmalli (CM95). Kuvassa on myös esitetty mallin mukainen tiheys, SiO<sub>2</sub>-pitoisuus ja heijastustiheys syvyyden funktiona. (kuva: Christensen ja Mooney, 1995)

Koostumusmallin mukaan kuoren paksuus on 40 km. Yläkuori ulottuu 15 km:n syvyyteen ja sisältää kolme 5 km:n paksuista kerrosta. Ylin kerros (0–5 km) koostuu graniittisesta gneissistä, yläkuoren keskimäinen kerros (5–10 km) koostuu graniittisen ja tonaliittisen gneissin sekoituksesta ja alimassa yläkuoren kerroksessa (10–15 km) on graniittisen ja tonaliittisen gneissin lisäksi hieman amfiboliittia. Keskikuoressa on kaksi kerrosta. Ylempi keskikuoren kerros (15–25 km) koostuu edelleen graniittisen ja tonaliittisen gneissin sekä amfiboliitin sekoituksesta, mutta amfiboliitin määrä on suurempi kuin yläkuoressa. Alemmassa keskikuoressa (25–30 km) on tonaliittista gneissia, amfiboliittia ja mafista granuliittia. Alakuori (30–40 km) koostuu mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin sekoituksesta.

### 6.2.1 CM95-mallin ja Suomen tahtumislutaumallien vertailu

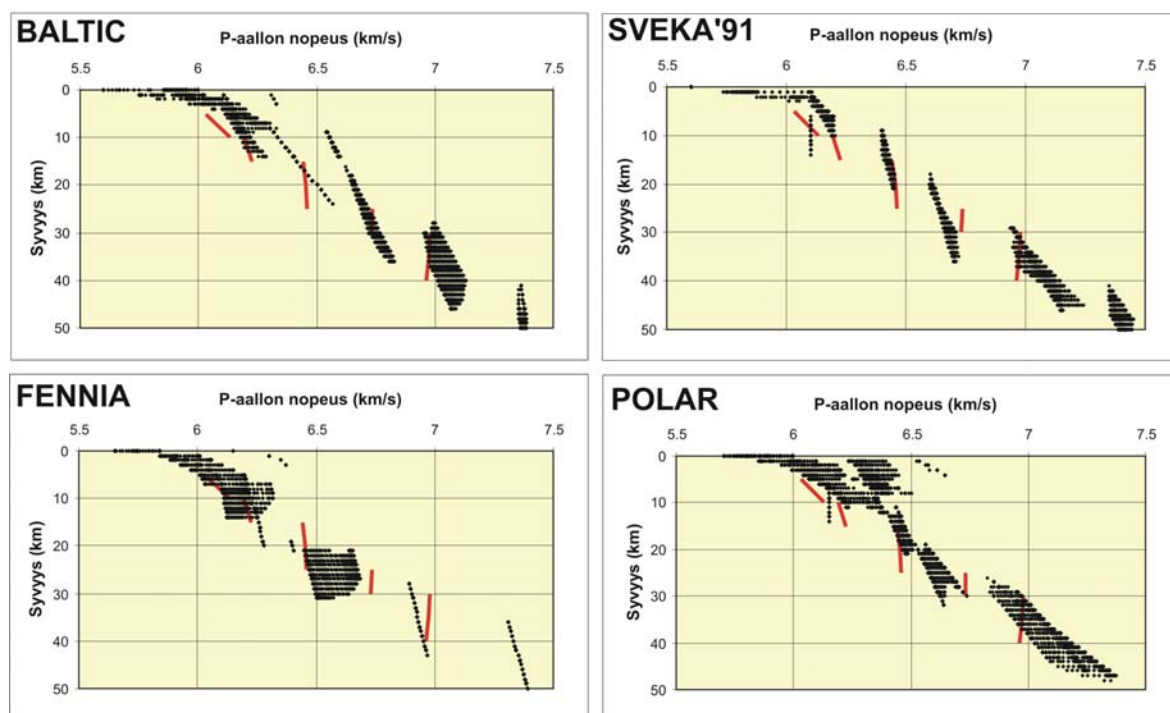
Suomen olosuhteisiin muutettujen kivilajien laboratoriomittauksten avulla laskettua globaalin mantereisen kuoren koostumusmallin (CM95) tuottamaa nopeusjakaumaa verrattiin tahtumislutaumallien nopeusjakaumiin. CM95- ja SVEKA'81-mallien nopeusjakaumien vertailusta (kuva 6.2) voidaan havaita, että SVEKA'81-mallin nopeudet ovat keskimäärin 0,1–0,2 km/s globaalia koostumusmallia suurempia. SVEKA'81-mallin yläkuoressa on tosin matalan nopeuden kerros, jonka nopeudet jäävät CM95-mallin nopeuksia pienemmiksi. Lisäksi 15–20 km:n ja 25–30 km:n syvyyksillä SVEKA'81-mallissa on paikoin alueita, joissa nopeudet ovat CM95-mallia alhaisempia.



**Kuva 6.2.** CM95-koostumusmallin sekä SVEKA'81-tahtumislutauslinjan nopeudet. CM95-mallin mukainen koostumus on laitetuissa laskettujen nopeustulosten (punaiset viivat) vieressä.

Samankaltaisia tuloksia on havaittavissa myös muiden linjojen vertailussa (kuva 6.3). BALTIC-mallin nopeudet ovat kauttaaltaan suurempia kuin CM95-mallin mukaiset nopeudet. Yläkuoressa nopeuserot eivät ole kuitenkaan yhtä suuria kuin SVEKA'81-mallissa, mutta keskikuoressa on paikoin jopa suurempia nopeuseroja. SVEKA'91-mallin nopeudet ovat myös yleisesti korkeampia kuin CM95-mallin mukaiset nopeudet lukuun ottamatta 25–30 km syvyyttä, jossa nopeudet ovat alhaisempia. Lisäksi SVEKA'91-linjan eteläosissa keskikuori ulottuu 35 km:n syvyyteen ja sen vuoksi tällä alueella nopeudet jäävät 30–35 km:n syvyydessä CM95-mallin nopeuksia pienemmiksi. SVEKA'91-mallin vertailussa on havaittavissa myös mielenkiintoinen yksityiskohta. SVEKA'91-mallin yläkuoren nopeudet (5–20 km) sopisivat CM95-mallin nopeuksiin lähes täydellisesti, jos kyseiset kerrokset olisivat 5 km syvemmällä eli 10–25 km syvyydessä.

CM95-mallin nopeudet sopivat FENNIA-mallin nopeuksiin kuoren yläosassa melko hyvin. FENNIA-mallin nopeudet ovat kuitenkin keskimäärin hieman suurempia kuin CM95-mallin mukaiset nopeudet. Kuoren keskiosissa (15–20 km) ja alaosissa (25–40 km) FENNIA-mallin nopeudet jäävät CM95-mallin nopeuksia pienemmiksi. POLAR-mallin nopeudet taas ovat kauttaaltaan hieman suurempia kuin CM95-mallin nopeudet, mutta myös POLAR-mallissa 25–30 km:n syvyydessä esiintyy paikoin CM95-mallia pienempiä nopeuksia.



**Kuva 6.3.** BALTIC-, SVEKA'91-, FENNIA- ja POLAR-mallien nopeudet (mustat pisteet ja viivat) sekä CM95-koostumusmallin mukaiset nopeudet (punaiset viivat).

Kaikissa Suomen taittumisluentaustalleissa (ehkä BALTIC-mallia lukuun ottamatta) CM95-mallin mukainen keskikuoren alempi kerros 25–30 km:n syvyydessä on ongelmallinen. Suomen kuoresta tällainen kerros näyttäisi puuttuvan. Taittumisluentaustamallien mukaan kyseinen syvyysväli kuuluu joko hieman hitaampaan keskikuoreen tai sitten nopeampaan alakuoreen. Lisäksi kuoren kerrosten paksuudet näyttäisivät olevan noin 10 km tai enemmän, joten tässä mielessä 5 km:n paksuinen kerros kuoren alaosissa ei sovi Suomen aineistoihin. Suomen taittumisluentaustamallien mukaiset kerrosten rajapinnat eivät muutenkaan kovin hyvin sovi CM95-mallin mukaiseen rakenteeseen. Suomen linjoilla yläkuori ulottuu monin paikoin noin 20 km syvyyteen, kun se CM95-mallissa päättyy jo 15 km syvyydessä. Suomen malleissa keskikuori koostuu yhdestä kerroksesta ja esiintyy yleensä 20–30 km:n syvyydessä, kun CM95-mallin mukaan keskikuoreessa on kaksi kerrosta; 15–25 km ja 25–30 km. CM95-mallin alakuoren kerros 30–40 km esiintyy samoilla syvyyksillä Suomen taittumisluentaustalleissa, mutta CM95-mallista puuttuu kokonaan osassa taittumisluentaustalleja havaittava alimman kuoren kerros (40–60 km).

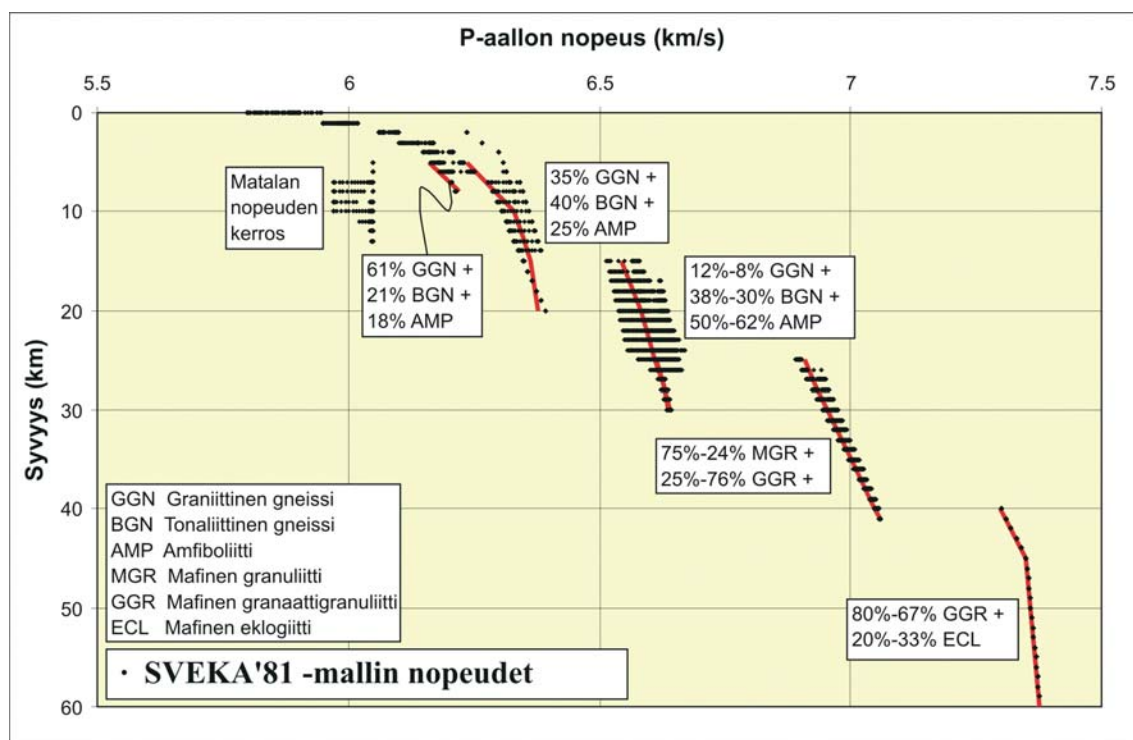
## 6.2.2 FINMIX-1-koostumusmalli (muokattu CM95-malli)

FINMIX-1-koostumusmalli perustuu CM95-malliin ja siinä kuoren eri kerrosten kivilajien suhteelliset osuudet on määritetty siten, että kivilajisekoituksen seisminen nopeus sopii taittumislouhausmallien vastaavaan kerrokseen. FINMIX-1-koostumusmallissa on käytetty kuoren kerroksissa samoja kivilajeja kuin CM95-mallissa. Ylä- ja keskikuoren kerroksissa (5–30 km) graniittisen gneissin ja tonaliittisen gneissin suhteelliset osuudet on pidetty samana kuin CM95-mallissa, mutta amfiboliitin määrää on lisätty, jotta sekoituksen P-aallon nopeus on saatu kasvatettua taittumislouhausmalleihin sopivaksi. Ylempi alakuori (30–40 km) on mallinnettu mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin sekoituksella.

CM95-mallin syvyysulottuvuus on vain 40 km, kun Suomessa kuori on huomattavasti paksumpi. Tämän vuoksi FINMIX-1-malliin on lisätty kuoreen vielä yksi kerros, joka vastaa alempaa alakuorta. Alimmassa alakuoreessa (40–60 km) havaitut nopeudet 7,3–7,5 km/s edellyttävät, että koostumusmallissa on mafisen granaattigranuliitin lisäksi hieman jotakin mafisempaa komponenttia. FINMIX-1-mallissa alempi alakuori on mallinnettu mafisen granaattigranuliitin ja eklogiitin sekoituksella. Keski- ja alakuoren kerrosten koostumukseen on lisätty myös kerroksen sisäistä koostumusmuutosta, jotta taittumislouhausmallien kerroksissa havaittava nopeuden kasvava trendi saataisiin toteutettua. Koostumusmuutos kerroksissa on pyritty pitämään lineaarisena.

Kuvassa 6.4 on SVEKA'81-nopeusmalliin sovitettu FINMIX-1-koostumusmalli. FINMIX-1-koostumusmalli sisältää globaaliin CM95-koostumusmalliin verrattuna enemmän mafista komponenttia (amfiboliittia ja granuliittia). Lisäksi FINMIX-1-mallissa keski- ja alakuoreessa koostumus muuttuu kerrosten sisällä vähitellen mafisemmaksi.

Muille taittumislouhauslinjoille vastaavalla tavalla sovitettujen koostumusmallien antavat samankaltaisia tuloksia. Kaikissa taittumislouhausmalleihin sovitetuissa FINMIX-1-koostumusmalleissa on yläkuoreessa (0–15 km) mafisempi koostumus kuin CM95-koostumusmallissa. Myös keskikuoren (15–25 km) koostumus on mafisempi taittumislouhausmalleissa FENNIA-malliin sovitettua koostumusmallia lukuun ottamatta. Tosin monessa taittumislouhausmallissa 15–20 km:n syvyysalue kuuluu vielä yläkuoreen ja tällöin koostumus on luonnollisesti felsisempi kuin CM95-koostumusmallin keskikuoren koostumus. CM95-koostumusmallin mukaista alemman keskikuoren kerrosta (25–30 km) ei Suomen taittumislouhausmalleissa ole, vaan kerros kuuluu CM95-mallin kerrosjaolla joko ns. ylempään keskikuoreen (15–25 km) tai ylempään alakuoreen (30–40 km). Taittumislouhausmallien alueilla, joissa kerros kuuluu ylempään alakuoreen, koostumus on mafisempi, mutta alueilla, joissa kerros kuuluu keskikuoreen, koostumus on felsisempi kuin CM95-mallin mukainen koostumus. Tosin BALTIC-malliin sovitettu keskikuoren koostumus on lähes samaa luokkaa CM95-mallin alemman keskikuoren kanssa. Alakuoreessa (30–40 km) FENNIA-mallin avulla mallitettu koostumus on felsisempi kuin CM95-mallin mukainen koostumus ja muille linjoille sovitettu koostumus on melko samankaltainen CM95-mallin kanssa. CM95-mallista puuttuvan alimman alakuoren koostumus (40–60 km) on melko samanlainen kaikkien taittumislouhausmallien mukaan.



**Kuva 6.4.** SVEKA'81-mallin nopeudet ja SVEKA'81-malliin sovitettu FINMIX-1-koostumusmalli (punaiset viivat). FINMIX-1-koostumusmalli perustuu globaaliin CM95-koostumusmalliin. SVEKA'81-mallin nopeusjakaumat saadaan toteutettua, kun CM95-koostumusmallin eri kerroksiin lisätään mafista komponenttia (amfiboliittia ja granuliittia) ja keski- ja alakuoreen lisätään kerroksen sisäinen koostumusmuutos. FINMIX-1-mallin mukaiset kivilajisekoitukset ovat kuvassa kerrosten vieressä. Ensimmäiset prosenttiluvut vastaavat kivilajisekoituksen koostumusta kerroksen yläosassa ja jälkimmäiset kerroksen pohjalla. Koostumusmuutokset ovat lineaarisia lukuun ottamatta alimman alakuoren kerrosta, jonka yläosassa koostumusmuutos on suurempaa kuin alaosassa.

## 6.3 Suomen kuoren koostumusmalli

Maankuorelle voidaan esittää useita vaihtoehtoisia koostumusmalleja, koska kivilajisekoitusten avulla tehty mallitus ei ole yksikäsitteistä. Vaikka globaali kuoren koostumusmalli (CM95) on hyvä perusoletus kuoren koostumukselle, niin yksittäisillä alueilla se ei välttämättä kuvaa kuoren koostumusta riittävän hyvin. Rajatuilla kuoren alueilla on myös yleensä käytettävissä tarkempaa geologista ja geofysikaalista aineistoa, jotka pitää huomioida kuoren koostumusmalleja tehtäessä. Erilaisten lisäaineistojen avulla pystytään rajoittamaan kyseeseen tulevia koostumusvaihtoehtoja ja esittämään todennäköisempiä vaihtoehtoja Suomen kuoren koostumukselle.

### 6.3.1 Geologiset tekijät

Koostumusmalleja tehtäessä käytetään kuoren koostumukselle järkeviä litologisia oletuksia sekä hyödynnetään pintageologian antamia tietoja. Kuoren yläosat noin 5–10 km syvyyteen asti ovat todennäköisesti sekoitus pinnalla havaittavista kivilajeista. Kun



huomioidaan Suomen alueen pintageologian tiedot (Korsman et al., 1997), niin voidaan olettaa, että Suomen yläkuori koostuu felsisten gneissien, graniittien ja granodioriittien sekoituksesta, jossa on pieniä määriä mafisempia kivilajeja, kuten amfiboliittia ja diabaaseja. Alempana kuoressa voidaan olettaa metamorfoitumisasteen kasvavan, joten alemmassa yläkuoressa ja keskikuoressa on edelleen felsisiä gneissejä, mutta amfiboliitin määrä kasvaa. Edelleen syvemmälle mentäessä alkaa esiintyä myös granuliittifasioksen kivilajeja sekä pyrokseeniittejä ja mahdollisesti eklogiitteja.

Suomessa keski- ja alakuoren koostumuksesta antavat viitteitä myös Itä-Suomen kimberliiteistä löydetty alakuoren ksenoliitit (Hölttä et al., 2000; Peltonen et al., 2006). Ksenoliitit ovat peräisin 25–45 km syvyydeltä ja suurin osa niistä on mafisia granaattigranuliitteja, mutta joukossa on myös muutamia tonaliittisia sekä pyrokseeni- ja sarvivälkerikkaita kiviä (taulukko 4.8). Todennäköisesti Suomen keskikuoressa ja ylemmässä alakuoressa esiintyy ainakin näitä kivilajeja.

### 6.3.2 $V_P/V_S$ -suhde

Kun mallinnuksessa käytettävät seismiset aineistot laajennetaan käsittämään taittumislutausten P-aallon nopeusmallien lisäksi myös taittumislutausmalleista saadut  $V_P/V_S$ -suhteet, kyseeseen tulevia kivilajisekoituksia voidaan edelleen rajata. Taittumislutausaineistojen perustella  $V_P/V_S$ -suhde Suomessa on yläkuoressa noin 1,68–1,73, keskikuoressa 1,74–1,76 ja alakuoressa 1,76–1,78 (taulukko 4.4). CM95-koostumusmallin mukainen  $V_P/V_S$ -suhde on yläkuoressa 1,71–1,74, keskikuoressa 1,75–1,78 ja alakuoressa 1,81. Suomen ylä- ja alakuoressa  $V_P/V_S$ -suhteen arvot ovat alhaisempia kuin CM95-mallin mukaisen koostumuksen  $V_P/V_S$ -suhteet, joten Suomen ylä- ja alakuoren koostumuksen täytyy olla erilainen ja sisältää myös alhaisemman  $V_P/V_S$ -suhteen omaavia kivilajeja verrattuna CM95-mallin mukaiseen koostumukseen.

Hyvä vaihtoehto alentamaan yläkuoren  $V_P/V_S$ -suhdetta on kvartsiitti, koska sillä on erittäin alhainen  $V_P/V_S$ -suhde (taulukko 4.7). Jo pieni määrä kvartsiittia kivilajisekoituksessa alentaa  $V_P/V_S$ -suhdetta selvästi. Suomessa esiintyy jonkin verran kvartsiittia myös maan pinnalla ja sen lisäksi esimerkiksi Etelä-Suomessa on kvartsirikkaita maasälpäliuskeita ja suuri kvartsipitoisuus graniiteissa (Lahtinen, 1994; 1996; Lahtinen et al., 2002).

CM95-koostumusmallin mukaan ylempi alakuori (30–40 km) koostuu mafisesta granuliitista ja granaattigranuliitista. Tämän sekoituksen  $V_P/V_S$ -suhde on kuitenkin yli 1,8. Ylemmän alakuoren  $V_P/V_S$ -suhdetta saadaan alennettua, kun sekoituksessa käytetään tonaliittista gneissia, jolla on huomattavasti alhaisempi  $V_P/V_S$ -suhde (taulukko 4.7). Tonaliittinen gneissi on hyvä vaihtoehto, sillä ksenoliittiaineiston mukaan se on yksi todennäköinen kuoren kivilaji 25–45 km:n syvyyksillä. Suomen alakuoressa P-aallon nopeudet kuitenkin ovat melko korkeita, joten tonaliittista gneissia ei voi olla ylemmässä alakuoressa kovin runsaasti ja alemmassa alakuoressa (40–60 km) ei enää ehkä lainkaan. Korkeamman P-aallon nopeuden omaavia kivilajeja, joilla on kuitenkin suhteellisen

alhainen  $V_P/V_S$ -suhde, ovat pyrokseeniitti ja hornblendiitti. Ksenoliittiaineiston mukaan Suomen keski- ja alakuoressa esiintyy mafisten granuliittien lisäksi myös pyrokseeni- ja sarvivälkerikkaita kiviä.

### 6.3.3 Heijastavuus

FIRE-heijastusluotausten aineiston (Kukkonen et al., 2004; 2006; Kukkonen ja Lahtinen, 2006) mukaan kaikissa kuoren kerroksissa on havaittavissa heijastajia (kuvat 7.3, 7.6, 7.8, 7.11, 7.12). Voimakkaita ja selkeitä heijastajia esiintyy varsinkin yläkuoressa ja keskikuoressa. Alakuoressa taas esiintyy usein enemmänkin diffuusia heijastuvuutta, josta selkeät heijastajat puuttuvat. Useimmissa sektioissa myöskään Moho ei näy selkeänä heijastajana, vaan se esiintyy lähinnä diffuusin heijastuvuuden loppumisena.

Heijastusluotauksen aineistoa tulkittaessa pitää huomioida, että fysikaaliset tekijät rajoittavat aineiston resoluutiota. Esimerkiksi vaakasuoraa resoluutiota rajoittaa ns. Fresnelin vyöhykkeen koko, jota pienempiä heijastajia ei pystytä erottamaan (Kearey ja Brooks, 2002). Fresnelin vyöhykkeen koko riippuu luotauksessa käytetystä aallonpituudesta ja sen koko kasvaa syvyyden funktiona, joten syvemmällä kuoressa rakenteiden täytyy olla suurempia, jotta ne näkyisivät luotausaineistossa. Pystysuora resoluutio riippuu myös luotauksessa käytetystä aallonpituudesta. Kaksi rajapintaa voidaan erottaa toisistaan, jos niiden etäisyys on vähintään aallonpituuden mittainen. Yksittäinen kerros voidaan kuitenkin havaita, jos sen paksuus on vähintään kymmenesosa signaalin aallonpituudesta (Sheriff ja Geldart, 1989).

Kuoren eri tasoilla esiintyvien seismisten heijastajien voidaan tulkita aiheutuvan kivilajien vaihtelusta. Tietysti myös monet muut tekijät, kuten anisotropia, rikkonaisuus, siirrokset, siirroslinjat ja fluidit aiheuttavat heijastuksia. Jos heijastajien oletetaan kuitenkin johtuvan kivilajien välisistä kontrasteista, niin kuoren eri kerrosten kivilajisekoituksissa käytettyjen kivilajien välillä pitäisi olla riittävän erilaiset P-aallon nopeudet ja tiheydet, jotta niiden välillä olisi riittävän suuri akustinen kontrasti tuottamaan heijastuksia. Lisäksi kivilajien välisen heijastuskertoimen täytyy olla syvemmällä kuoressa suurempi, jotta heijastajat näkyisivät hyvin. Alakuoressa tai ylävaipassa kivilajien välisen heijastuskertoimen on oltava vähintään 0,1, jotta niiden välinen rajapinta havaittaisiin selkeänä heijastajana heijastusluotauksessa (Fowler, 1990). Jos heijastuskerroin rajapinnalla alakuoressa on alle 0,05, niin rajapinta ei todennäköisesti ole enää havaittavissa heijastusluotauksessa. Heijastuskerroin kohtisuoralle heijastukselle saadaan laskettua kaavasta

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}, \quad (6.1)$$

missä  $\rho$  on tiheys ja  $V$  on P-aallon nopeus. Alaindeksit viittaavat rajapinnan yläpuolella (1) ja alapuolella (2) oleviin väliaineisiin. Taulukossa 6.2 on esitetty Christensenin ja Mooneyn (1995) aineiston perusteella laskettuja heijastuskertoimia eri kivilajien välillä

maankuoressa. Heijastuskerrointen arvot muuttuvat hieman syvyyden funktiona, koska eri kivilajien nopeudet ja tiheydet käyttäytyvät hieman eri tavalla syvyyden kasvaessa. Yleensä lähellä maanpintaa heijastuskerrointen arvot ovat hieman suurempia ja syvällä maankuoressa hieman alhaisempia. Vaihtelu on kuitenkin yleensä pientä ( $\pm 0,01$ ). Suurimmat heijastuskertoimet ovat felsisten ja mafisten tai ultramafisten kivilajien välillä.

**Taulukko 6.2.** Eri kivilajien välisiä keskimääräisiä heijastuskertoimia maankuoressa (5–50 km:n syvyydellä). Tulokset on laskettu Christensenin ja Mooneyn (1995) julkaisun kivilajien nopeuksien ja tiheyksien avulla.

	GGN	GRA	BGN	FGR	QSC	DIO	DIA	MGR	AMP	GGR	HBL	PYX	ECL	
QTZ	0.02	0.02	0.04	0.05	0.06	0.07	0.11	0.13	0.13	0.17	0.19	0.23	0.27	
GGN		0	0.02	0.04	0.05	0.06	0.09	0.11	0.11	0.15	0.17	0.21	0.25	
GRA			0.02	0.03	0.04	0.05	0.09	0.10	0.11	0.15	0.17	0.21	0.25	
BGN				0.01	0.03	0.03	0.07	0.08	0.09	0.13	0.15	0.19	0.23	
FGR	QTZ Kvartsitti GGN Graniittinen gneissi GRA Graniitti-granodioriitti BGN Tonalittinen gneissi FGR Felsinen granulitti QSC Killeliuske				0.01	0.02	0.06	0.07	0.08	0.12	0.13	0.18	0.22	
QSC						0.01	0.04	0.06	0.06	0.10	0.12	0.16	0.21	
DIO							0.04	0.05	0.06	0.10	0.12	0.16	0.20	
DIA								0.02	0.02	0.06	0.08	0.12	0.17	
MGR									0.01	0.05	0.06	0.11	0.15	
AMP	DIO Dioriitti	GGR Mafinen granaattigranuliitti HBL Hornblendiitti PYX Pyrokseeniitti ECL Mafinen eklogiitti								0.04	0.06	0.10	0.15	
GGR	DIA Diabaasi											0.02	0.06	0.11
HBL	MGR Mafinen granulitti												0.04	0.09
PYX	AMP Amfiboliitti													0.05

### 6.3.4 Alhaisen nopeuden kerrokset

Useassa Suomen taittumisluentaussmallissa on yläkuoressa noin 5–10 km:n syvyydellä alhaisen nopeuden kerros. Suomessa kerrokset esiintyvät alueilla, joissa yläkuoressa on runsaasti granitoideja. Selkeitä alhaisen nopeuden kerroksia on SVEKA'81-, SVEKA'91- ja POLAR-malleissa, mutta myös FENNIA-mallin pohjoisosassa on heikko alhaisen nopeuden kerros. Alhaisen nopeuden kerroksen esiintymiselle kuoressa on useita mahdollisia syitä (mm. Christensen, 1979; Meissner, 1986).

Yksi hyvä selitys alhaisen nopeuden kerroksille on kuoren korkea lämpötila, joka laskee seismisiä nopeuksia kivissä. Korkea lämpötila saattaa aiheuttaa myös muutoksia mineraalien rakenteissa ja ääritapauksissa kuoren osittaista sulamista, jotka laskevat seismisiä nopeuksia merkittävästi. Lämpötilan täytyy olla kuitenkin melko suuri vaikuttaakseen riittävästi seismisiin nopeuksiin, joten korkean lämpötilan aiheuttamia alhaisen nopeuden kerroksia esiintyy lähinnä vain tektonisesti aktiivisilla alueilla.

Toinen mahdollinen selitys alhaisen nopeuden kerrokselle on korkea huokospaine. Laboratoriomittausten mukaan suuri huokospaine voi alentaa seismisiä nopeuksia jopa 10 % (Jones ja Nur, 1984). Huokospaine saattaa nousta tietyillä syvyyksillä kuoressa dehydraation (veden poistumisen) seurauksena ja alentaa efektiivistä painetta ( $P_{\text{efekt.}} = P_{\text{litost.}} - P_{\text{huokospaine}}$ ) niin paljon, että muodostuu matalan nopeuden kerros. Dehydraatio-prosessissa kiviin sitoutunut vesi vapautuu osittain tai kokonaan. Tämä johtaa yleensä tiheimpiin mineraalifaaseihin, jonka seurauksena kiven huokokset suurentuvat tai

lisääntyvät alentaen seismisiä nopeuksia (Meissner, 1986). Dehydraatiota tapahtuu mm. amfiboliitilla, liuskeilla ja serpentiniitillä useissa kuoren paine- ja lämpötilaoloissa, mutta se edellyttää kuitenkin yleensä melko korkeita lämpötiloja (Kern, 1982).

Alhaisen nopeuden kerros saattaa aiheutua myös kuoren sisältämistä graniittisista plutoneista, joissa seisminen nopeus on alhaisempi kuin ylemmissä kuoren kerroksissa. Lisäksi erilaiset tektoniset rakenteet ja rikkonaisuusvyöhykkeet, kuten siirrokset ja ylityöntövyöhykkeet, saattavat aiheuttaa matalan nopeuden kerroksen. Esimerkiksi ekstension aiheuttaman kuoren lämpenemisen jälkeen seuraava kuoren jäähtyminen aiheuttaa rakoilua, halkeamia ja pieniä siirroksia, jotka alentavat seismisiä nopeuksia.

Suomen kuoren matalan nopeuden kerrokset liittyvät todennäköisesti tektonisiin rakenteisiin ja mahdollisesti myös granitoideihin. Jos matalan nopeuden kerros kuitenkin haluttaisiin mallintaa kivilajivaihtelun avulla, niin esimerkiksi SVEKA'81-mallin matalan nopeuden kerros saataisiin toteutettua kivilajiseoksella, jossa on 82 % graniittista gneissia, 10 % metagrauvakkaa ja 8 % kvartsiittia.

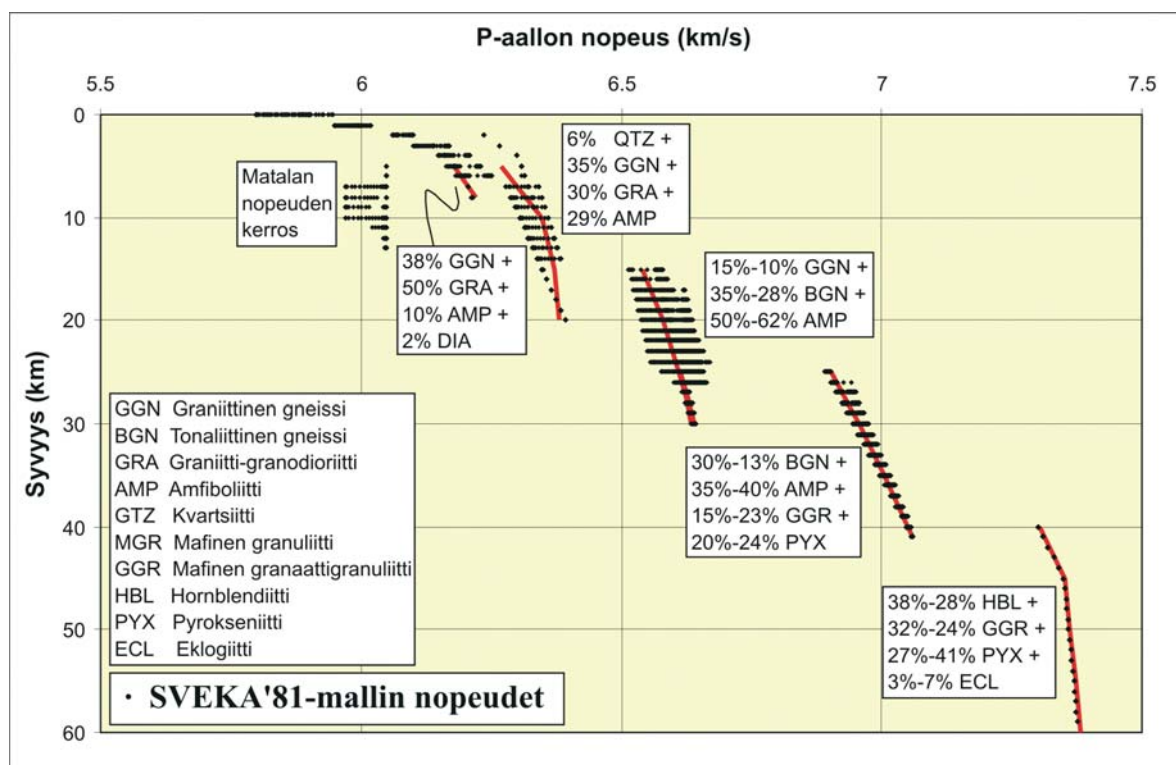
Alhaisen nopeuden kerrosten yhteydessä kannattaa huomioida myös se, että taittumislouhausten mallinnuksessa negatiivisen nopeusgradientin omaavat kerrokset tulkitaan alhaisen nopeuden kerroksiksi. Alhaisen nopeuden kerroksessa nopeuden ei siis tarvitse olla selkeästi alhaisempi kuin ylemmässä kerroksessa, vaan riittää, että kerroksessa nopeusgradientti on lievästi negatiivinen.

### 6.3.5 FINMIX-2-koostumusmalli

FINMIX-2-koostumusmalli (kuva 6.5) perustuu SVEKA'81-taittumislouhausmallin P-aallon nopeuteen ja  $V_p/V_s$ -suhteeseen. Lisäksi mallissa on pyritty huomioimaan geologiset tekijät ja FIRE-heijastuslouhausten tulokset. Heijastuslouhausten osoittama heijastavuus edellyttää, että kuoren eri kerrokset sisältävät hyvinkin erilaisia kivilajeja.

FINMIX-2-koostumusmallissa yläkuori koostuu felsisistä gneisseistä ja graniitti-granodioriitista sekä pienistä osuuksista kvartsiittia, amfiboliittia ja diabaasia. Kun kivilajisekoituksessa käytetään hieman kvartsiittia, saadaan kivilajisekoituksen  $V_p/V_s$ -suhde pienennettyä SVEKA'81-malliin sopivaksi. Keskikuoressa on graniittista ja tonaliittista gneissia sekä amfiboliittia. Amfiboliitin osuus on suurempi kuin yläkuoressa ja vastaavasti felsisten kivilajien osuus pienenee. Ylempi alakuori koostuu tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin sekoituksesta. Alemmassa alakuoressa on hornblendiittia, mafista granaattigranuliittia, pyrokseeniittia ja hieman mafista eklogiittia.

Alimman alakuoren kerros voitaisiin toteuttaa myös käyttämättä eklogiittia, jolloin sen koostumus olisi 35–25% mafista granaattigranuliittia, 35–25% hornblendiittia ja 30–50% pyrokseeniittia. Tässä mallinnuksessa alakuoreen valittiin kuitenkin eklogiittia sisältävä kivilajisekoitus, koska Suomen alakuoren alimman osan lämpötila- ja paineolot vastaavat eklogiittifasieksen paine- ja lämpötilaolosuhteita (Brown et al., 2003). Tämän vuoksi Suomen alakuori voi sisältää pieniä määriä eklogiittia.



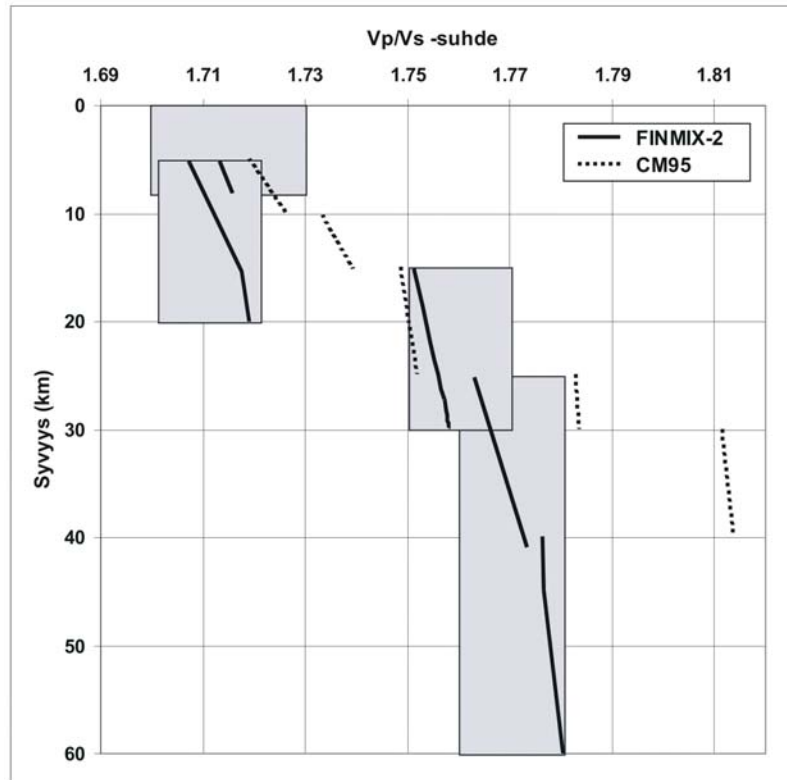
**Kuva 6.5.** SVEKA'81-mallin nopeudet ja sen P-aallon nopeusjakaumaan sovitettu FINMIX-2-koostumusmalli (punaiset viivat).

## 6.4 Koostumusmallien vertailua

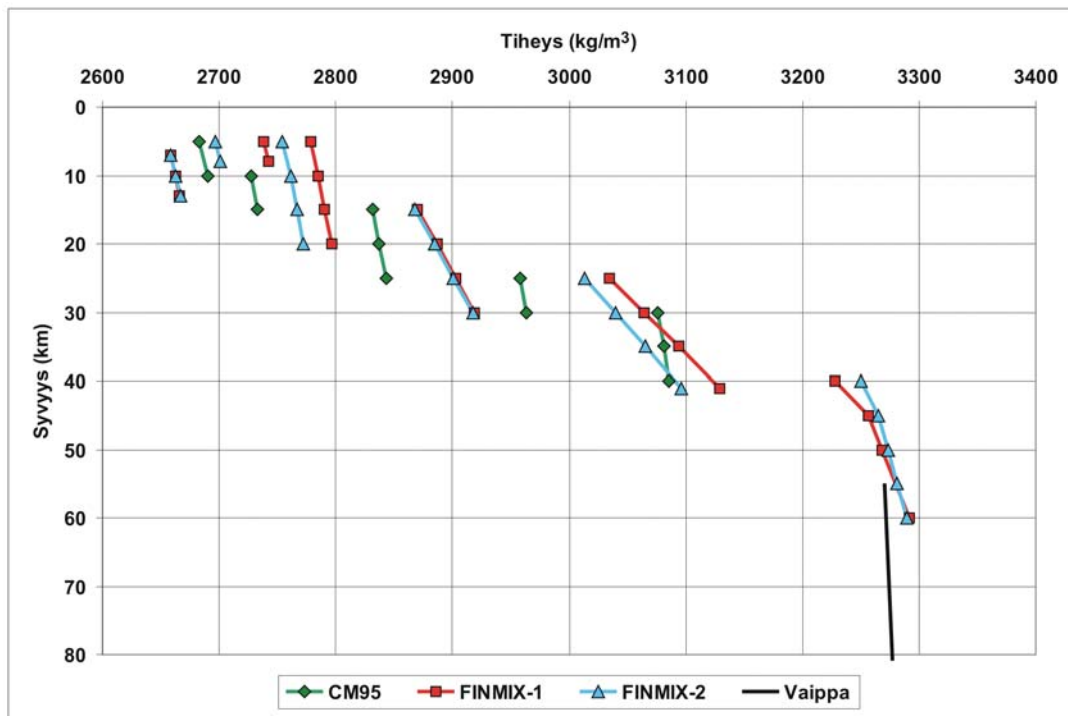
Eri koostumusmallien uskottavuutta voidaan tarkastella vertaamalla koostumusmallien tuottamaa  $V_P/V_S$ -suhdetta, tiheyttä sekä eri kerrosten kivilajien välisiä heijastuskertoimia muihin aineistoihin. Koostumusmalleja voidaan myös vertailla keskenään.

Kuvassa 6.6 on esitetty CM95- ja FINMIX-2-koostumusmallien sekä SVEKA'81-taittumislukuotausmallin mukainen  $V_P/V_S$ -suhe (Korsman et al., 1999) virherajoineen. Kuvasta nähdään, että FINMIX-2-koostumusmalli toteuttaa SVEKA'81-taittumislukuotausmallista saatavan  $V_P/V_S$ -suhteen melko hyvin, kun taas CM95-koostumusmallin mukainen  $V_P/V_S$ -suhe on liian korkea sekä yläkuoren alaosassa että alakuoren yläosassa. Tämä vertailu osoittaa, että CM95-koostumusmalli ei ole ainakaan SVEKA'81-mallin mukaan sopiva koostumusmalli Suomen kuorelle.

Kuvassa 6.7 on esitetty CM95-koostumusmallin sekä SVEKA'81-malliin sovitetut FINMIX-1- ja FINMIX-2-koostumusmallien mukaiset tiheysjakaumat kuoressa. Kuoren keskimääräiset tiheydet 40 km:iin saakka ovat eri mallien välillä melko samankaltaisia. Keskimääräinen tiheys kuoressa välillä 0–40 km on CM95-mallin mukaan  $2860 \text{ kg/m}^3$ , FINMIX-1-mallin mukaan  $2890 \text{ kg/m}^3$  ja FINMIX-2-mallin mukaan  $2870 \text{ kg/m}^3$ . Suomen kuoren tiheys välillä 0–40 km näyttäisi siis olevan hieman suurempi kuin keskimääräisen mantereisen kuoren tiheys. Koko kuoren (0–60 km) keskimääräinen tiheys FINMIX-1-mallin mukaan on  $3010 \text{ kg/m}^3$  ja FINMIX-2-mallin mukaan  $3000 \text{ kg/m}^3$ . CM95-mallissa ei ole alinta alakuoren kerrosta (40–60 km) lainkaan.



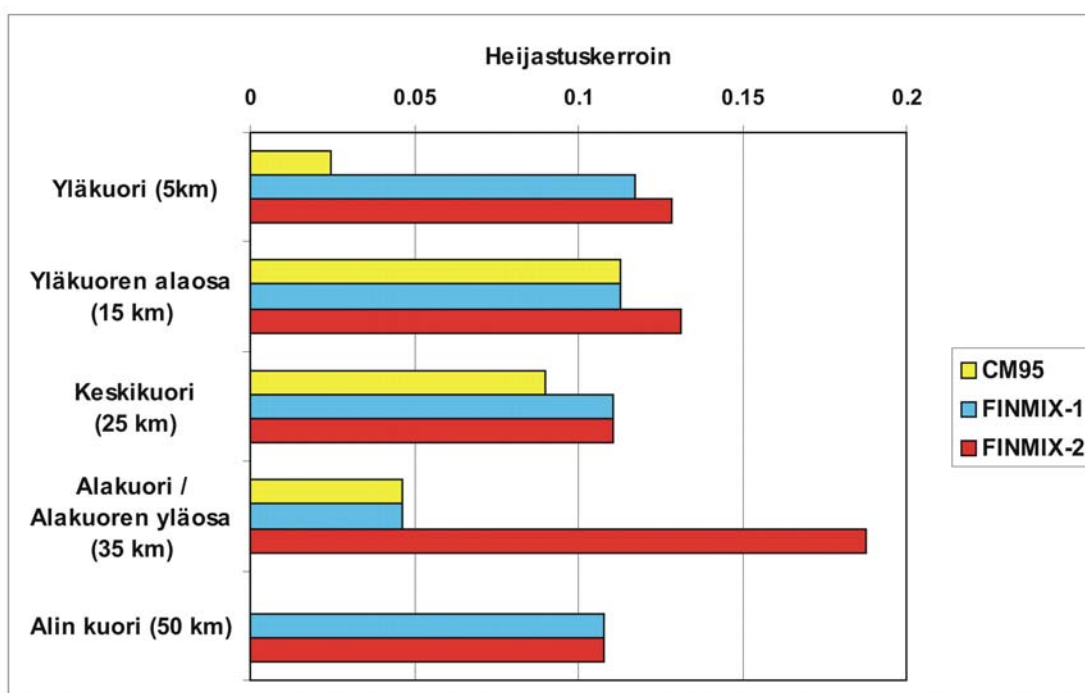
**Kuva 6.6.** FINMIX-2 ja CM95-koostumusmallien mukaiset  $V_p/V_s$ -suhteet sekä SVEKA'81-taittumislutaustmallin  $V_p/V_s$ -suhde (Korsman et al., 1999) virherajoinen (harmaat alueet).



**Kuva 6.7.** Eri koostumusmallien kivilajikoostumusten perusteella lasketut tiheydet sekä ylävaipan tiheys, joka on laskettu vaipan ksenoliittien keskimääräisestä koostumuksesta (Kukkonen et al., 2003) Hackerin ja Abersin (2004) ohjelman avulla. Laskussa käytettiin 55 km:n syvyydelle 1530 MPa:n painetta ja 540°C:n lämpötilaa (vrt. geotermi kuvassa 4.14).

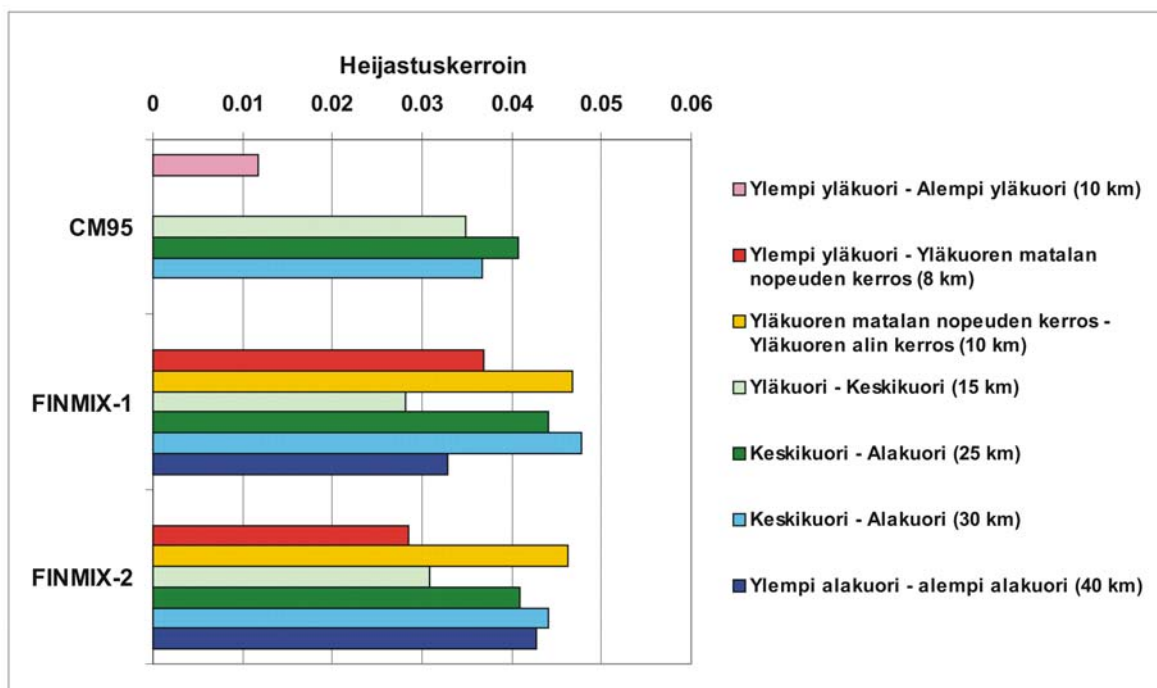
Kuvaan 6.7 on lisätty myös vaipan ksenoliittien keskimääräisen koostumuksen perusteella (Kukkonen et al., 2003) laskettu vaipan tiheys, joka 55 km syvyydellä on  $3270 \text{ kg/m}^3$ . FINMIX-1- ja FINMIX-2-koostumusmallien mukaan alimman alakuoren tiheys on samaa luokkaa kuin vaipan tiheys.

FIRE-heijastusluotausten aineiston (Kukkonen et al., 2004; 2006; Kukkonen ja Lahtinen, 2006) mukaan kaikissa kuoren kerroksissa on havaittavissa heijastajia. Seismisten heijastajien esiintymistä kuoren eri tasoilla voidaan tulkita aiheutuvan kivilajien vaihtelusta. Koostumusmallien uskottavuutta voidaan karkeasti arvioida tarkastelemalla maksimaalista akustista heijastuskerrointa kuoren koostumusmallin eri kivilajien välillä (taulukko 6.2). Koostumusmallien (CM95, FINMIX-1 ja FINMIX-2) eri kerroksissa olevien kivilajien väliset maksimaaliset heijastuskertoimet on esitetty kuvassa 6.8. CM95-mallin mukaan 10–30 km:n syvyyksillä kivilajien välillä on voimakas heijastuskerroin (0,11–0,12), mutta ylimmässä ja alimmassa kuoressa heijastuskerroin on hyvin heikko (alle 0,05). FINMIX-1-mallin mukaan heijastuskertoimet ovat voimakkaita koko yläkuoressa 30 km:iin saakka, mutta ylemmässä alakuoressa (30–40 km) heijastuskerroin on pieni. FINMIX-2-mallin mukaan heijastuskerroin on voimakas koko kuoren alueella (0,11–0,18).



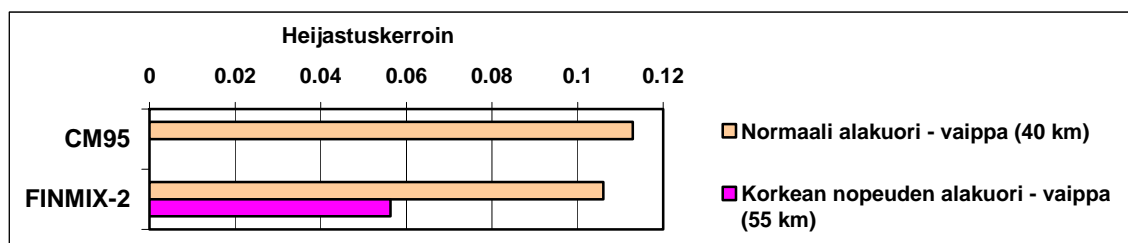
**Kuva 6.8.** Eri koostumusmallien kivilajisekoituksissa käytettyjen kivilajien välinen maksimaalinen heijastuskerroin (akustinen kontrasti) kuoren eri kerrosten sisällä.

Kuvassa 6.9. on esitetty eri mallien (CM95, FINMIX-1 ja FINMIX-2) P-aallon nopeuksien (kuvat 6.2, 6.4 ja 6.5) ja tiheyksien (kuva 6.7) perusteella lasketut heijastuskertoimet kuoren eri kerrosten välillä. Kuoren eri kerrosten väliset heijastuskertoimet ovat pienempiä kuin 0,05. Tämä viittaa siihen, että heijastusluotauksessa kivilajien väliset kontrastit kuoren suurten kerrosten sisällä saattavat näkyä paremmin kuin kuoren suurten kerrosten väliset rajapinnat.



**Kuva 6.9.** CM95-, FINMIX-1- ja FINMIX-2-mallien mukaisten kuoren eri kerrosten väliset heijastuskerrointen itseisarvot. Heijastuskertoimet on laskettu käyttäen mallien mukaisia nopeuksia ja tiheyksiä (kuvat 6.2, 6.4, 6.5 ja 6.7). Sulkuihin on merkitty syvyys, jossa kerrosten välinen heijastuskerroin on laskettu.

Vaipan ksenoliittien koostumuksen (Kukkonen et al., 2003) perusteella laskettu seisminen P-aallon nopeus vaipassa 40 km syvyydellä on 8,27 km/s ja tiheys on 3260 kg/m<sup>3</sup> ja P-aallon nopeus 55 km syvyydellä on 8,28 km/s ja tiheys on 3270 kg/m<sup>3</sup>. FINMIX-2-mallin mukaan korkean nopeuden alakuoren ja vaipan välinen heijastuskerroin on alle 0,06 (kuva 6.10). Tämä voi olla yksi tekijä, jonka vuoksi kuoren ja vaipan rajapinta (Moho) ei näy hyvin heijastusluotausaineistossa. Jos taas kuoressa ei ole korkean nopeuden alakuorta, kuten esimerkiksi arkeisella alueella, niin kuoren ja vaipan välinen heijastuskerroin on huomattavasti suurempi, hieman yli 0,1. Tällöin Moho saattaa aiheuttaa jo selvemmin näkyviä heijastuksia.



**Kuva 6.10.** CM95- ja FINMIX-2-mallien mukaiset alakuoren ja vaipan väliset heijastuskertoimet.



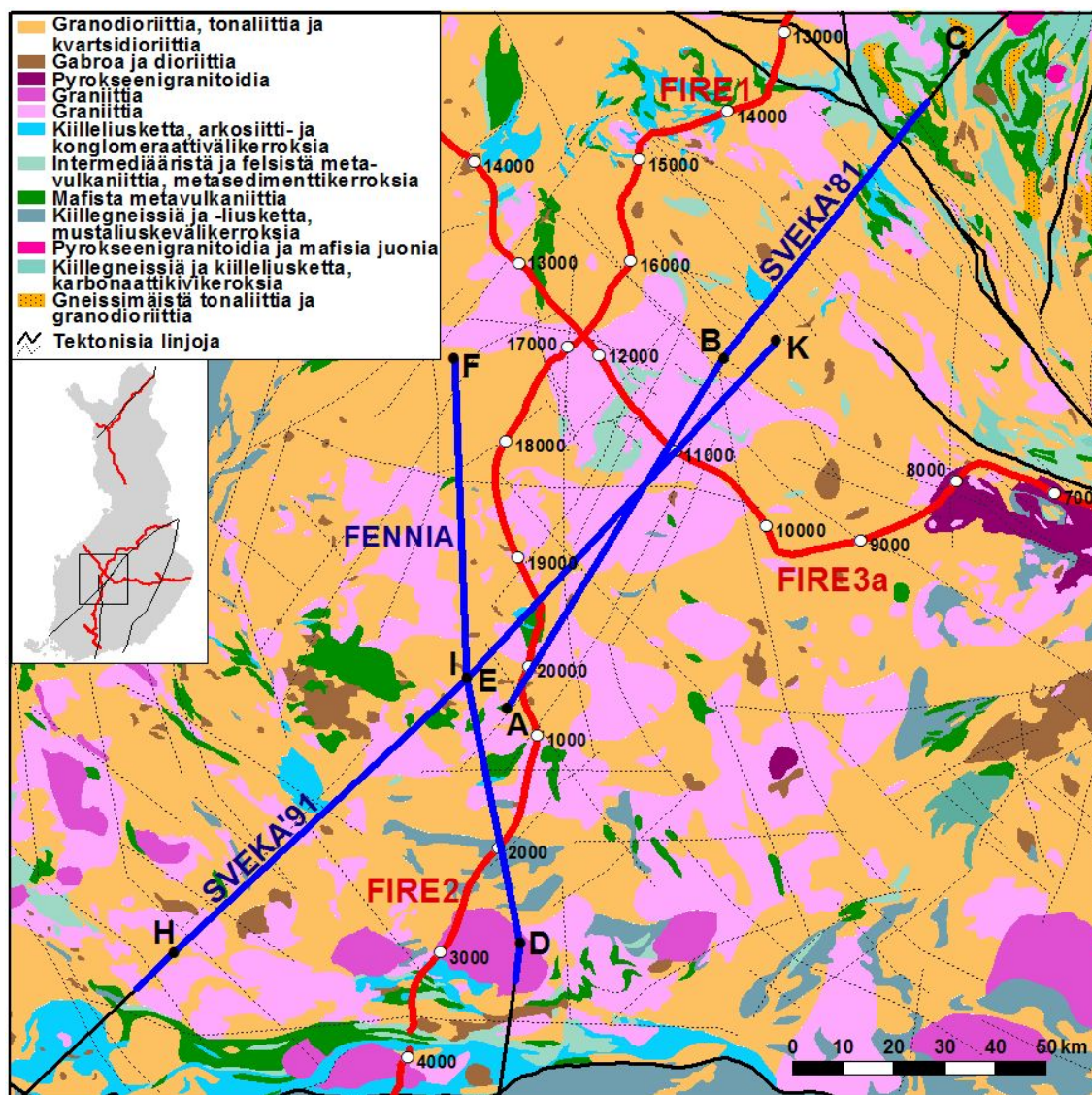
## 7 Kuoren koostumus Suomen eri alueilla

Eri alueita koskevaa yksityiskohtaisempaa kuoren koostumuksen mallinnusta voidaan tehdä käyttäen vain osia taittumislutausten P-aaltomalleista ja  $V_p/V_s$ -suhteesta. Koostumusmallin kivilajit ja niiden osuudet valitaan siten, että seoksen P-aallon nopeus ja  $V_p/V_s$ -suhde sopivat taittumislutausmallien tuloksiin. Yläkuoren osalta kivilajien valinnassa huomioidaan kallioperäkarttojen mukaan maan pinnalla olevat kivilajit. Lisäksi koostumusmallien kivilajivalinnassa otetaan huomioon FIRE-lutausten indikoima heijastavuus. Paljon heijastajia sisältävien kerrosten kivilajisekoituksissa käytetään riittävän erilaisia kivilajeja, jotta kivilajien välinen akustinen kontrasti olisi riittävä heijastusten tuottamiseen. Alueellisten mallien avulla voidaan vertailla mahdollisia koostumuseroja eri alueiden välillä.

### 7.1 Keski-Suomen granitoidikompleksi

Keski-Suomen granitoidialueella pintaosien kallioperä koostuu pääosin granodioriitista, tonaliitista, kvartsidioriitista ja graniitista (Korsman et al., 1997; kuva 7.1). Taittumislutauslinjat SVEKA'81, SVEKA'91 ja FENNIA sekä heijastuslutauslinjat FIRE1, FIRE2 ja FIRE3a ylittävät alueen. Kuoren koostumuksen mallinnuksessa käytettiin SVEKA'81-nopeusmallia väliltä 0–146 km (kuva 4.2), SVEKA'91-mallia väliltä 166–350 km (kuva 4.4) ja FENNIA-mallia väliltä 206–330 km (kuva 4.8).

Taittumislutausmallien P-aallon nopeudet Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella on esitetty kuvassa 7.2. SVEKA'81-mallin nopeudet granitoidialueen yläkuoressa ovat hieman alhaisempia kuin SVEKA'81-mallissa keskimäärin, mutta matalan nopeuden kerroksessa nopeudet ovat keskimääräistä korkeampia. Keskikuoressa ja ylemmässä alakuoressa on hieman korkeampia nopeuksia kuin koko SVEKA'81-mallissa, mutta alimman alakuoren nopeudet ovat samoja koko mallissa. SVEKA'91-mallin granitoidialueen nopeudet ovat melko samanlaisia kuin linjan keskimääräiset nopeudet, ainoastaan yläkuoressa on hieman tavallista korkeampia nopeuksia. FENNIA-mallin nopeudet granitoidialueella ovat ylimmässä yläkuoressa (0–5 km) hieman korkeampia, yläkuoren keskiosassa (5–15 km) taas hieman alhaisempia ja alimmassa yläkuoressa (15–20 km) nopeudet ovat samanlaisia kuin koko FENNIA-mallissa. Keskikuoren nopeudet ovat hieman keskimääräistä korkeampia, mutta sekä ylempi ja alempi alakuori edustavat samaa nopeutta kuin FENNIA-mallissa yleensäkin. Kaikkien taittumislutausmallien mukaan granitoidialueella on hyvin paksu kuori ja erityisesti alakuoren paksuus on noin 25–30 km.



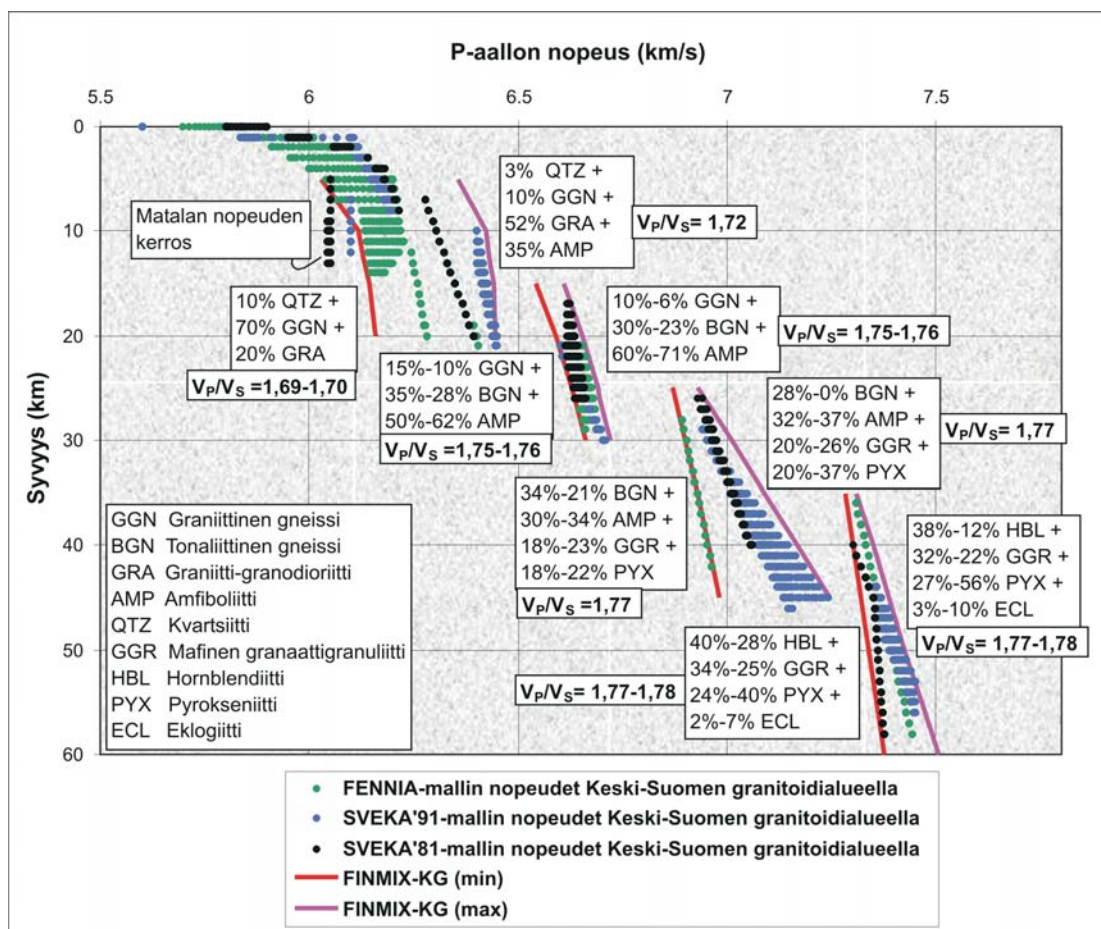
**Kuva 7.1.** Seismiset linjat Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella. Taustalla GTK:n 1:mlj. kallioperäkartta (Korsman et al., 1997). Mallinnuksessa on käytetty sinisellä vahvennettuja osia taittumisloukauslinjoista.

Eri taittumisloukauslinjojen nopeudet granitoidialueella eivät ole keskenään aivan samanlaisia. Tähän saattaa olla syynä maankuoren kolmiulotteinen rakenne ja anisotropia. Koska taittumisloukausprofiilit leikkaavat maankuorta eri kohdissa ja eri kulmissa, ne antavat erilaisen 2D-leikkauksen maankuoren rakenteesta. Lisäksi kaikki alueen taittumisloukausmallit ovat joko profiilin alku- tai loppuosia, jolloin malleissa on vähemmän reunaehtoja ja mallit ovat karkeampia. Myös tämä saattaa johtaa eroihin eri mallien välillä.

Mallit eroavat toisistaan erityisesti yläkuoressa, jossa SVEKA'81- ja SVEKA'91-malleissa on suurempia nopeuksia kuin FENNIA-mallissa. Toisaalta taas FENNIA-mallissa on vain hyvin heikko matalan nopeuden kerros. Keskikuoressa kaikissa malleissa nopeudet ovat melko samankaltaisia. Ylemmässä alakuoressa SVEKA'81- ja SVEKA'91-mallien nopeudet ovat lähes samansuuruisia, mutta FENNIA-mallin nopeudet ovat

huomattavasti alhaisempia. Alimman alakuoren nopeudet taas ovat melko samanlaisia, vain SVEKA'81-mallin alimman alakuoren alaosan nopeudet ovat hieman alhaisempia.  $V_P/V_S$ -suhde taittumisluentaumalleissa on samankaltainen, ainoastaan FENNIA-mallin yläkuoressa ja alakuoressa on hieman alhaisempia arvoja.  $V_P/V_S$ -suhde granitoidialueella on yläkuoressa 1,70–1,72, keskikuoressa 1,76 ja alakuoressa 1,76–1,77 (FENNIA Working group, 1998; Korsman et al, 1999).

Granitoidialueella kuoren koostumukselle (FINMIX-KG) mallinnettiin minimi- ja maksimikoostumukset, koska joissakin kuoren kerroksissa P-aaltojen nopeuden hajonta oli suurta. Mallien mukaiset koostumukset ja  $V_P/V_S$ -suhteet on esitetty kuvassa 7.2. FINMIX-KG-koostumusmallin mukaan yläkuori 20 km asti koostuu graniitti-granodioriitista, graniittisesta gneissistä, amfiboliitista ja kvartsiitista. Keskikuoressa on amfiboliittia sekä tonaliittista ja graniittista gneissia. Ylempi alakuori on sekoitus tonaliittista gneissia, amfiboliittia, mafista granaattigranuliittia ja pyrokseeniittia. Alin alakuori koostuu hornblenditiin, mafisen granaattigranuliitin, pyrokseeniitin ja mafisen eklogiitin seoksesta. FINMIX-KG-mallien keski- ja alakuoren koostumukset muuttuvat vähitellen mafisemmiksi.



**Kuva 7.2.** Keski-Suomen granitoidialueelle mallinnettu FINMIX-KG. Kuvassa on minimi- ja maksimikoostumukset sekä koostumuksen avulla laskettu  $V_P/V_S$ -suhde eri kerroksissa.

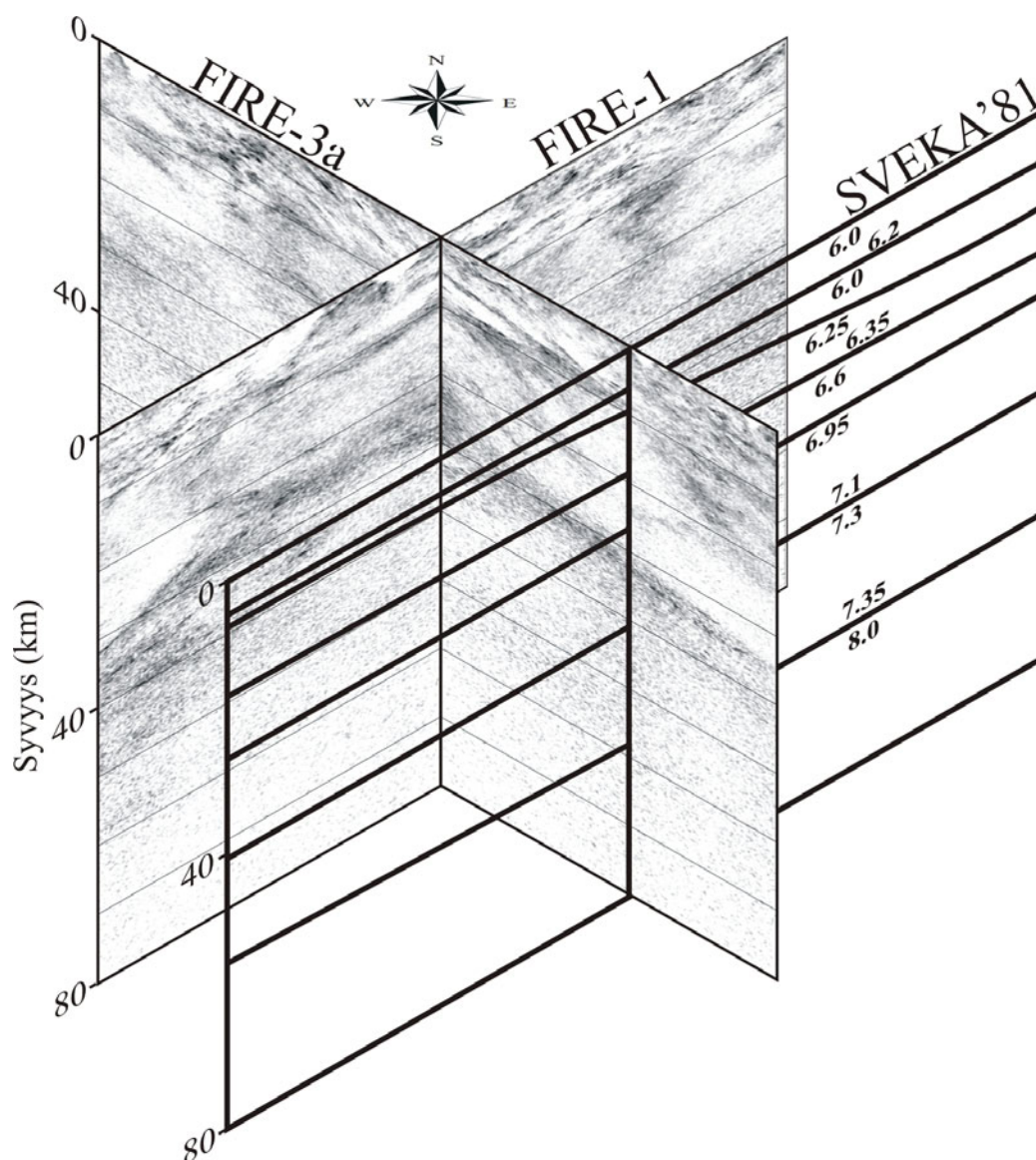
Granitoidialueen FINMIX-KG eroaa hieman edellä esitetystä FINMIX-2-mallista. Granitoidialueella yläkuoressa on keskimärin hieman alhaisempia nopeuksia ja keskimääräinen koostumus sisältää hieman vähemmän amfiboliittia. Keskikuori granitoidialueella on hieman nopeampi ja koostumukseltaan hieman mafisempi, sisältäen noin 5% enemmän amfiboliittia. Alakuoren koostumus on keskimärin samanlainen, ehkä alimman alakuoren koostumus hieman mafisempi.

Granitoidialueen yli kulkevat FIRE1-, FIRE2- ja FIRE3a-linjat. Kuvassa 7.3 on Keski-Suomen granitoidialueella sijaitseva FIRE1- ja FIRE3a-transektien risteyskohta sekä SVEKA'81-nopeusmalli. FIRE-sektioiden mukaan heijastavuutta esiintyy kuoren jokaisessa kerroksessa. Ylin yläkuori noin 10 km asti sisältää FIRE-aineistojen mukaan runsaasti selkeitä, kaltevia heijastajia. Yläkuoren alemmassa kerroksessa ja keskikuoressa heijastavuus on heikompaa. Alakuoren yläosassa on taas voimakasta heijastavuutta, mutta alempi alakuori edustaa diffuusua heijastavuutta, jossa jatkuvia, pitkiä heijastajia ei juuri ole. Myöskään kuoren ja vaipan rajapinta (Moho) ei näy heijastajana tällä alueella.

FIRE-sektioiden ja SVEKA'81-nopeusmallin välillä on havaittavissa korrelaatiota (kuva 7.3). SVEKA'81-nopeusmallin matalan nopeuden kerroksen (7–10 km) pohja voidaan liittää vahvaan heijastajaan sekä FIRE3a- että FIRE1-aineistoissa. Alakuoren yläosa näkyy myös selkeänä heijastavana kerroksena FIRE3a-profiililla. Heijastajan projektio FIRE1-sektiossa osoittaa, että rakenne kallistuu etelään noin 15° kulmassa. Suurimmat heijastuskertoimet eri kerrosten välillä esiintyvät juuri matalan nopeuden kerroksen alapinnalla ja ylemmän alakuoren yläpinnalla (kuva 6.9).

FINMIX-KG-koostumusmallin mukaan suurin heijastuskerroin yläkuoressa on kvartsiitin ja amfiboliitin välillä (n. 0,13), mutta myös graniittisen gneissin ja amfiboliitin välinen heijastuskerroin on voimakas (0,11). FIRE-aineistossa havaittava yläkuoren vahva heijastavuus voidaan liittää amfiboliitin esiintymiseen kvartsiitin, graniittisen gneissin ja graniitti-granodioriitin seassa. Keskikuoressa heijastuksia aiheuttavat amfiboliitin sekä graniittisen ja tonaliittisen gneissin väliset akustiset kontrastit (0,11 ja 0,09). Alakuoren yläosassa tonaliittinen gneissi aiheuttaa suuria heijastuskertoimia kerroksessa esiintyvien muiden kivilajien kanssa. Tonaliittisen gneissin heijastuskerroin alakuoressa amfiboliitin kanssa on 0,09, mafisen granaattigranuliitin kanssa 0,13 ja pyrokseeniitin kanssa 0,19, joten tonaliittinen gneissi on todennäköinen syy kerroksessa esiintyvään voimakkaaseen heijastavuuteen. Alakuoren alaosa ei ole tonaliittista gneissiä, joten heijastuskertoimet kerroksessa olevien kivilajien välillä ovat huomattavasti alhaisempia kuin ylemmässä alakuoressa. Alakuoressa on kuitenkin eklogiittia, joka hieman kompensoi tilannetta. Alakuoressa suurin heijastuskerroin on mafisen eklogiitin ja mafisen granaattigranuliitin välillä (0,11). Mafisen eklogiitin heijastuskerroin hornblenditiin kanssa on 0,09 ja pyrokseeniitin kanssa 0,05. Pyrokseeniitin heijastuskerroin mafisen granaattigranuliitin kanssa on 0,06 ja muiden yhdistelmien väliset kontrastit ovat tätä pienempiä. Alemmassa alakuoressa havaittava diffuusi heijastavuus ja selkeiden heijastajien puuttuminen saattaa johtua myös kivilajiblokkien pienestä koosta, jonka vuoksi ne eivät ole havaittavissa heijastusluotauksessa.

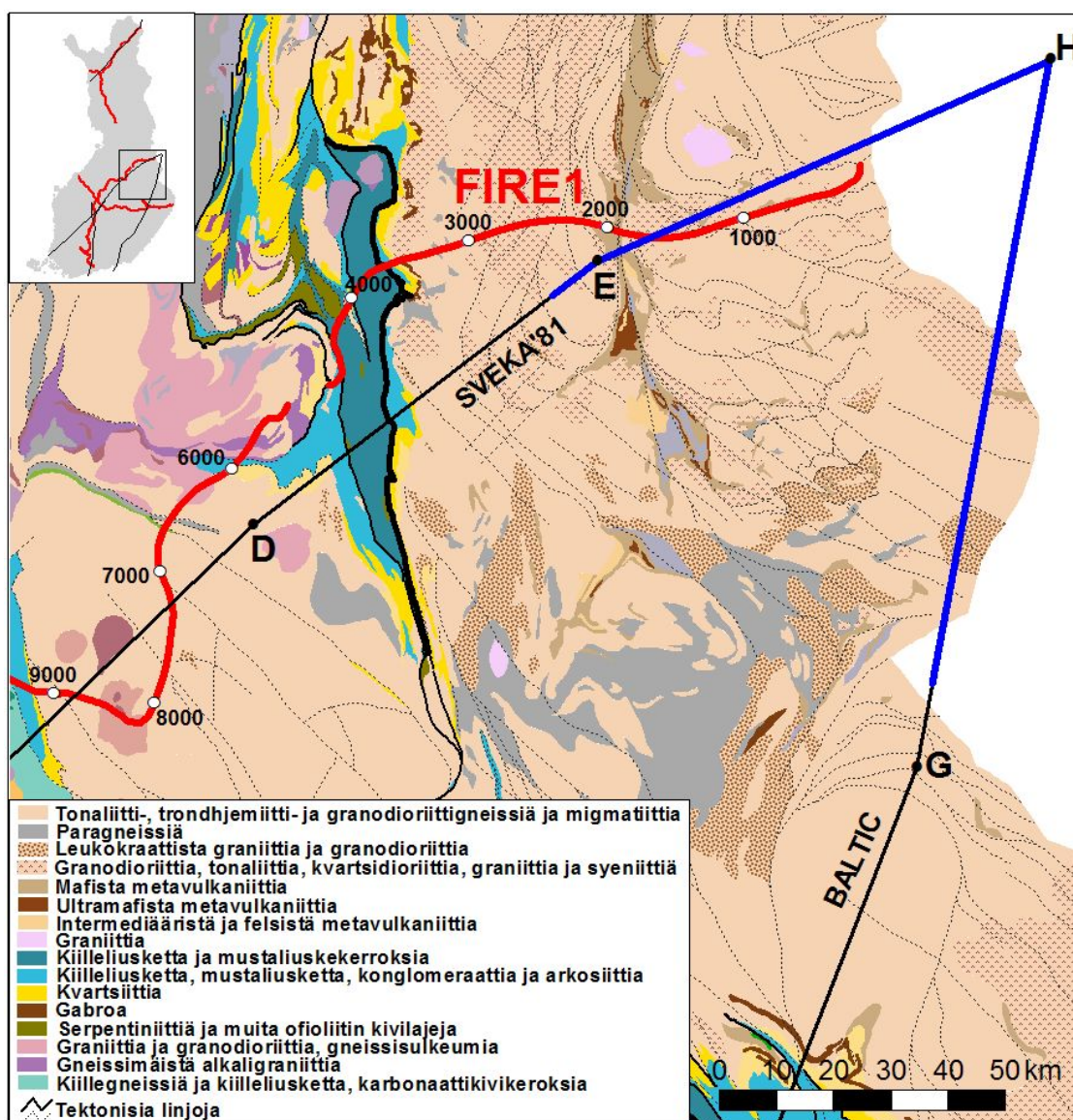




**Kuva 7.3.** FIRE1- ja FIRE3a-sektioiden (Kukkonen ja Lahtinen, 2006; Kukkonen et al., 2006) risteysalue sekä SVEKA'81-profiili (Grad ja Luosto, 1987). Kuvan mittakaava on 1:1. Kuoren kerrosten välillä voidaan havaita korrelaatiota eri aineistojen välillä. Esimerkiksi SVEKA'81-mallin matalan nopeuden kerroksen (toiseksi ylimmäinen kerros SVEKA'81-linjalla) alapinta näyttäisi näkyvän FIRE-linjoilla voimakkaana heijastavana vyöhykkeenä noin 10 km syvyydellä. Voimakasta heijastuvuutta esiintyy myös alakuoren ylemmässä kerroksessa, mutta tämän alapuolella olevassa kerroksessa heijastavuus näyttäisi olevan melko vähäistä. Havainnot alakuoren osalta sopivat hyvin FINMIX-KG-koostumusmalliin, jonka mukaan ylemmässä alakuoressa tonaliittinen gneissi tuottaa kivilajiseoksen muiden komponenttien kanssa suuren heijastuskertoimen. Vastaavasti taas alemmassa alakuoressa heijastuskertoimet kivilajien väleillä ovat huomattavasti pienempiä, jolloin selkeitä heijastajia ei havaita.

## 7.2 Arkeinen alue

Kallioperä arkeisella alueella koostuu pääosin tonaliitti-, trondhjemiitti- ja granodioriittigneissistä ja migmatiitista (kuva 7.4; Korsman et al., 1997). Paikoitellen esiintyy myös paragneissia, leukokraattista graniittia ja granodioriittia. Alueella esiintyy myös vihreäkivivyöhykkeitä ja runsaasti diabaasijuonia.



**Kuva 7.4.** Seismiset linjat arkeaisella alueella. Taustalla osa GTK:n 1: milj. kallioperäkartasta (Korsman et al., 1997). Mallinnuksessa on käytetty sinisellä värjättyjä osia taittumisluotauslinjoista.

Itä-Suomen arkeaisella alueella ovat SVEKA'81- ja BALTIC-taittumisluotauslinjojen koillisosat sekä FIRE1-heijastusluotauslinjan alkuosa. Mallinnuksessa on käytetty SVEKA'81-mallista 314–410 km ja BALTIC-mallista 451–560 km osia (kuvat 4.2 ja 4.6). Taittumisluotausmallien tulkinta näiden alueiden osalta kuitenkin perustuu hyvin vähäiselle havaintoaineistolle, koska kyseessä on linjojen reuna-alueet ja alueelta rekisteröityä dataa on hyvin vähän. Tämän vuoksi mallit ovat varsinkin yläkuoren osalta epävarmoja. Toisaalta Venäjän puolella sijaitsevan Uchta-Kem-profiilin (Berzin et al., 2002) nopeudet ovat hyvin samankaltaisia arkeaisen alueen taittumisluotausmallien kanssa.

SVEKA'81-mallin nopeudet arkeaisella alueella ovat hyvin samankaltaisia koko SVEKA'81-mallin kanssa, mutta matalan nopeuden kerrosta yläkuorena ja korkean nopeuden alakuorta (alimman alakuoren kerrosta) ei ole lainkaan ja lisäksi myös kuoren

paksuus on pienempi (n. 41 km). BALTIC-mallin nopeudet arkeeisella alueella ovat myös hyvin pitkälti samoja kuin koko mallissakin, ehkä alemman yläkuoren nopeudet ovat hieman keskimääräistä korkeampia. Myös BALTIC-mallissa kuoren paksuus on keskimääräistä ohuempi, mutta itää kohti oheneva alimman alakuoren kerros vielä esiintyy.

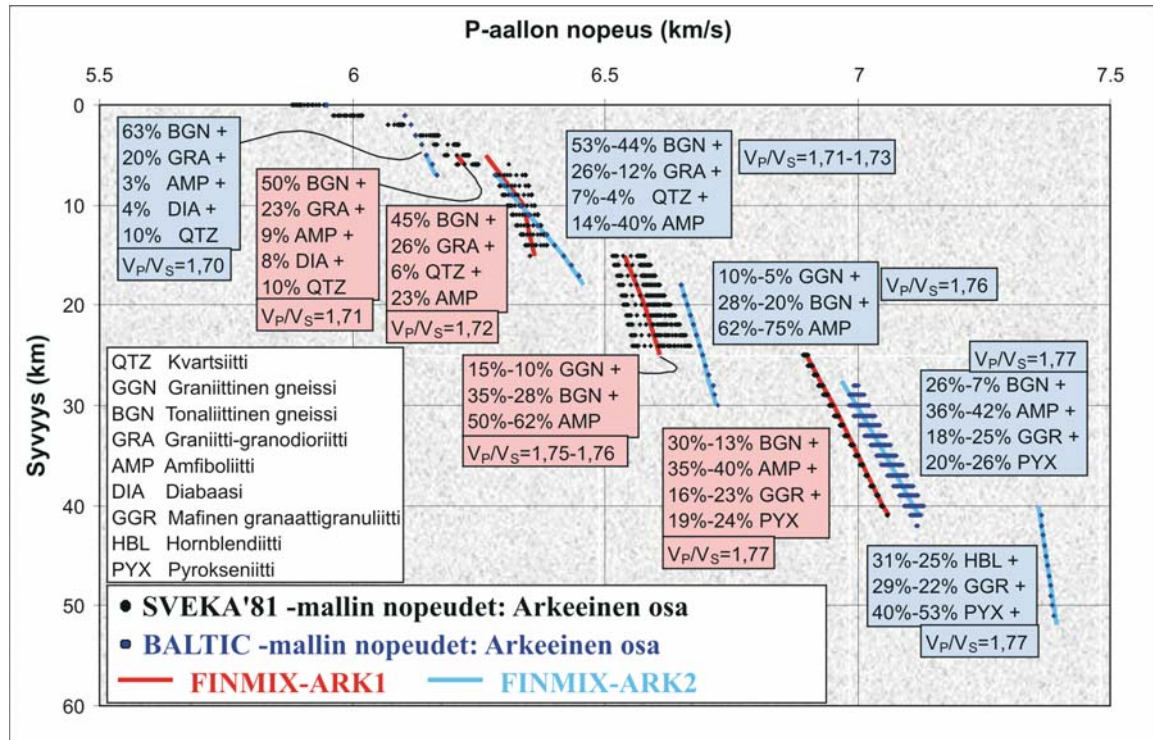
Taivutusluotausmallien arkeisen osan P-aallon nopeudet on esitetty kuvassa 7.5. BALTIC-mallin nopeudet arkeeisella alueella ovat korkeampia keski- ja alakuoreissa kuin SVEKA'81-mallin nopeudet. Lisäksi BALTIC-mallissa kerrokset ovat noin 5 km syvemmällä kuin SVEKA'81-mallissa.  $V_P/V_S$ -suhteet arkeeisella alueella ovat melko samanlaisia sekä SVEKA'81- että BALTIC-mallissa.  $V_P/V_S$ -suhde yläkuoreissa on 1,68–1,72, keskikuoreissa 1,75–1,76 ja alakuoreissa 1,77–1,78 (Grad ja Luosto, 1987; Luosto et al., 1990).

Kuoren koostumusmalliin valittiin kivilajit siten, että sekoituksen P-aallon nopeus ja  $V_P/V_S$ -suhde sopivat taivutusluotausmallien tuloksiin. Arkeisen alueen kuoren koostumusmalli FINMIX-ARK1 vastaa SVEKA'81-malliin sovitettua koostumusta ja FINMIX-ARK2 BALTIC-malliin sovitettua koostumusta (kuva 7.5). Kivilajit ovat samoja, mutta prosentuaaliset osuudet vaihtelevat hieman. Ylin kuori (0–7 km) koostuu tonaliittisen gneissin, graniitti-granodioriitin, amfiboliitin, diabaasin ja kvartsiitin seoksesta. Alemmassa yläkuoreissa on edelleen tonaliittista gneissia, graniitti-granodioriittia, kvartsiittia ja amfiboliittia, mutta amfiboliitin määrä on suurempi ja kvartsiitin määrä pienempi. Keskikuori koostuu tonaliittisen ja graniittisen gneissin ja amfiboliitin seoksesta. Alakuoreissa on tonaliittista gneissia, amfiboliittia, mafista granaattigranuliittia ja pyrokseeniittia. FINMIX-ARK2-mallissa on vielä alin alakuori, joka koostuu hornblenditiin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin seoksesta.

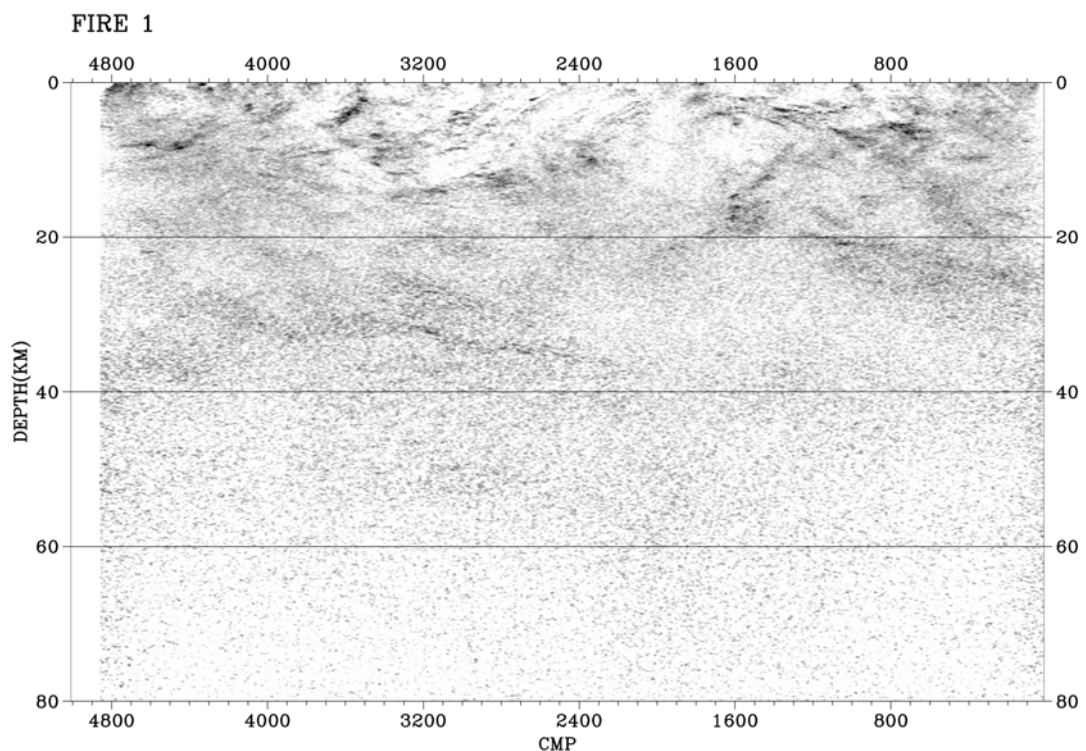
FIRE-1-linjan itäosa on arkeeisella alueella. Heijastavuutta esiintyy kuoren jokaisessa kerroksessa (kuva 7.6). Jos kivilajien väliset kontrastit ovat syynä yläkuoren voimakkaaseen heijastavuuteen, niin arkeisen alueen koostumusmallien mukaan yläkuoren heijastajat aiheutuvat kvartsiitin, tonaliittisen gneissin ja graniitti-granodioriitin seassa esiintyvistä amfiboliitista ja diabaasista. Keskikuoreissa heijastuksia aiheuttaa amfiboliitin ja felsisten gneissien kontrasti. Alakuoren heijastavuus taas aiheutuu tonaliittisesta gneissistä mafisessa ympäristössä.

FINMIX-2-koostumusmalliin verrattuna arkeeisella alueella on FINMIX-ARK1-mallin mukaan lähes samanlainen koostumus, mutta FINMIX-ARK2-mallin mukaan koostumus on hieman mafisempi aivan ylintä kuorta lukuun ottamatta. Yläkuoren koostumus arkeeisella alueella sisältää graniittisen gneissin sijasta tonaliittista gneissia. Keskimääräiset koostumukset arkeisen alueen alemmassa yläkuoreissa sekä keski- ja alakuoreissa ovat hieman mafisempia kuin FINMIX-2-mallissa. Lisäksi arkeisen alueen yläkuoreissa on keskimäärin hieman alhaisempia  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja kuin muualla. Tämän vuoksi arkeisen alueen koostumusmallin mukaan yläkuoreissa on kvartsiittia hieman enemmän kuin muualla. Alhaiset  $V_P/V_S$ -suhteen arvot saattavat aiheutua kuitenkin myös kallioperän suuremmasta rikkonaisuudesta ja tämä vähentäisi koostumusmallissa tarvittavan kvartsin määrää.





**Kuva 7.5.** Arkeaiselle alueelle sovitettujen kuoren koostumuksen mallit. FINMIX-ARK1 on sovitettu SVEKA'81-malliin (punaiset viivat) ja FINMIX-ARK2 BALTIC-malliin (siniset viivat). Koostumustietojen yhteydessä on myös seokselle laskettu keskimääräinen  $V_p/V_s$ -suhde.

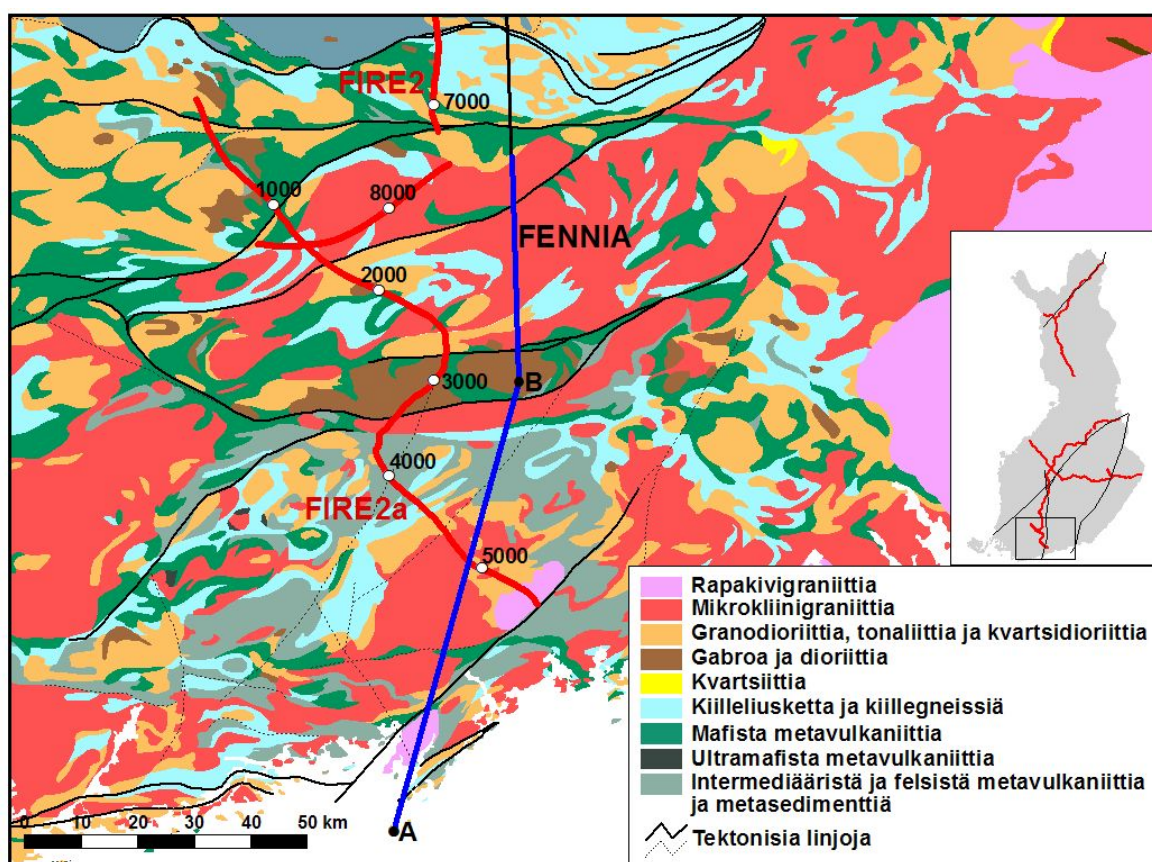


**Kuva 7.6.** Arkeaisella alueella sijaitsevan FIRE1-sektion (Kukkonen ja Lahtinen, 2006; Kukkonen et al., 2006) alkuosa. Yläkuoressa on voimakkaita heijastajia, mutta keski- ja alakuoressa heijastajat eivät ole enää niin teräviä. Moho ei myöskään näy selvästi.



### 7.3 Etelä-Suomen migmatiittialue

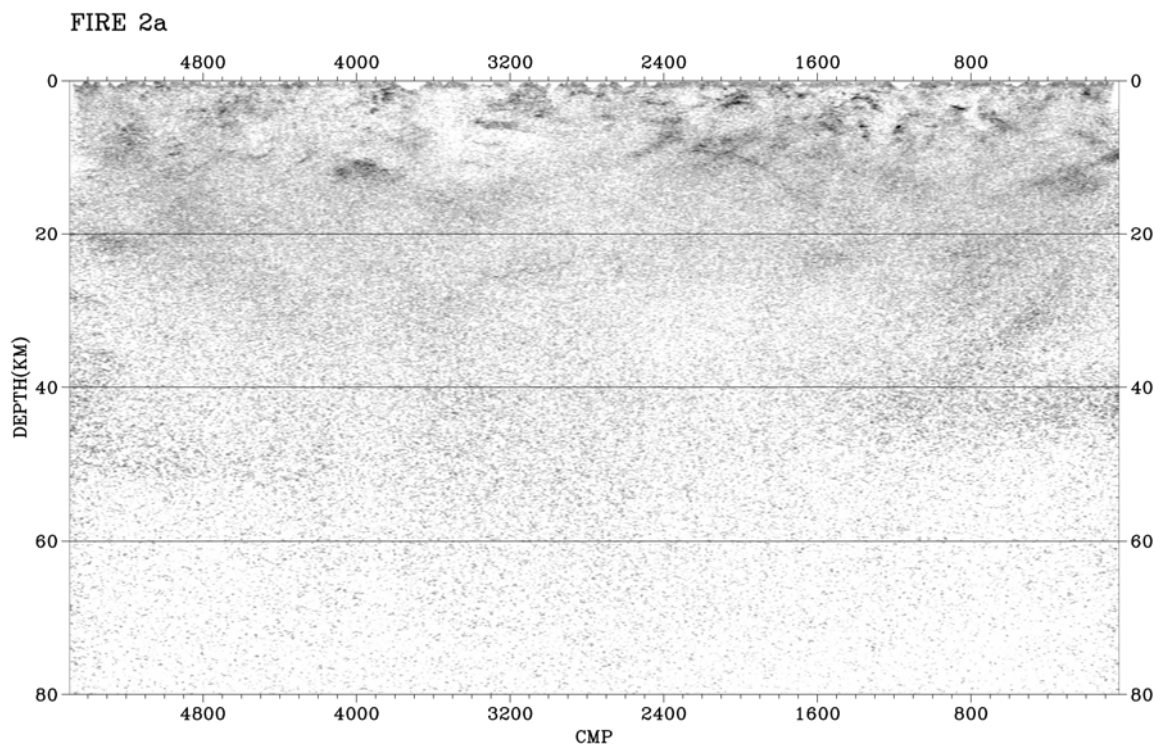
Migmatiittialueen kallioperä on pääosin mikrokliinigraniittia, kiilleliusketta ja kiillegneissia sekä mafista, intermediääristä ja felsistä metavulkaniittia (Korsman et al., 1997; kuva 7.7). Lisäksi alueella on rapakivigraniittia, granodioriittia, tonaliittia ja kvartsidioriittia sekä gabroa ja dioriittia. Alueen ylittävät taittumisluotauslinja FENNIA, jonka mallista koostumusmallinnuksessa käytettiin väliä 0–122 km (kuva 4.10) sekä heijastusluotauslinjoista FIRE2:n loppuosa ja FIRE2a. FIRE2a-sektion mukaan melko voimakkaita heijastajia esiintyy yläkuoressa n. 15 km saakka, keskikuoressa heijastuvuus on heikompaa ja kuoren alaosa edustaa enemmänkin diffuusia heijastavuutta (kuva 7.8). Moho ei näy kovin selvästi.



**Kuva 7.7.** Seismiset linjat Etelä-Suomen migmatiittialueella. Taustalla osa GTK:n 1:mlj. kallioperäkartasta (Korsman et al., 1997). Mallinnuksessa on käytetty FENNIA-linjan sinisellä vahvistettua osaa.

FENNIA-mallin nopeudet migmatiittialueella ovat keskimäärin samoja kuin koko FENNIA-mallissa. Yläkuoressa esiintyy joitakin hyvin korkeita P-aallon nopeuksia (6,3–6,4 km/s), jotka aiheutuvat todennäköisesti gabroista. Muuten ylimmän yläkuoren (0–7 km) nopeudet ovat keskimääräisiä. Yläkuoren keskiosassa (7–12 km) esiintyy hieman tavallista korkeampia nopeuksia, mutta alin yläkuori (12–20 km) on taas koko malliin nähden keskimääräinen. Migmatiittialueen keskikuoressa on koko FENNIA-mallin alhaisimmat nopeudet ja itse asiassa alhaisimmat keskikuoren nopeudet, joita Suomen

luotauksissa on havaittu. Alakuoren molempien kerrosten nopeudet ovat samoja koko FENNIA-mallissa. Kuori on migmatiittialueella ohuimmillaan (n. 48 km), mutta paksunee kohti pohjoista.  $V_P/V_S$ -suhde on yläkuoressa 1,69–1,70 ja keski- ja alakuoressa 1,76 (FENNIA Working group, 1998).



**Kuva 7.8.** Etelä-Suomen migmatiittialueella sijaitseva FIRE2a-sektio (Kukkonen ja Lahtinen, 2006; Kukkonen et al., 2006). FIRE2a-sektion mukaan melko voimakkaita heijastajia ja heijastavuutta esiintyy ylä- ja keskikuoressa n. 35 km saakka. Kuoren alaosa edustaa enemmänkin diffuusia heijastavuutta, jossa paikoitellen on hieman enemmän heijastavia alueita. Moho erottuu heikosti noin 50–58 km:n syvyydellä diffuusin alakuoren heijastavuuden päättymisenä.

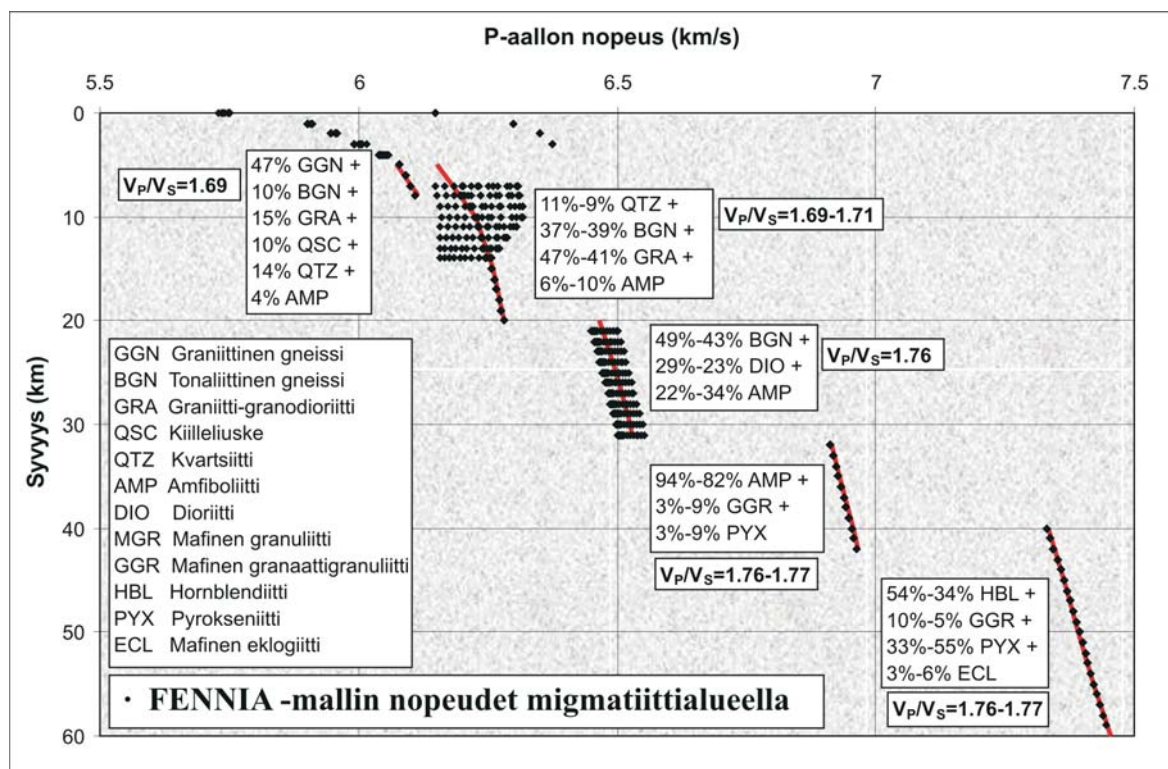
Migmatiittialueen kuoren koostumusmallin (FINMIX-MIG) kivilajit ja kivilajien prosentuaaliset osuudet valittiin siten, että kivilajisekoituksen P-aallon nopeus ja  $V_P/V_S$ -suhde sopivat FENNIA-mallin P-aallon nopeuksiin ja  $V_P/V_S$ -suhteeseen (kuva 7.9). Samalla kiinnitettiin huomiota koostumuksessa olevien kivilajien väliseen heijastuskertoimeen.

Koostumusmallin mukaan ylin yläkuori koostuu graniittisesta ja tonaliittisesta gneissistä, graniitti-granodioriitista, kvartsiitista, kiilleliuskeesta ja pienestä määrästä amfiboliittia. Alemmassa yläkuoressa ei ole enää kiilleliusketta ja graniittista gneissää, ja lisäksi amfiboliitin määrä on suurempi. Yläkuoren vahvat heijastajat aiheutuvat todennäköisesti amfiboliitin ja muiden kivilajien välisistä kontrasteista. Kvartsiitin osuus yläkuoressa on todellisuudessa ehkä alhaisempi kuin koostumusmalli osoittaa, sillä muiden kivilajien kvartsipitoisuus migmatiittialueella on suuri. Kallioperässä on paljon kvartsi-maasälpäliuskeita ja graniitin kvartsipitoisuus on jopa 70 % (Lahtinen, 1994; 1996; Lahtinen et al., 2002).

Keskikuoressa on tonaliittista gneissia, dioriittia ja amfiboliittia. Koska keskikuoren nopeus on niin alhainen, amfiboliitin määrä on melko pieni. Tällöin  $V_P/V_S$ -suhde olisi felsisten gneissien ja amfiboliitin seoksessa aivan liian alhainen, mutta käytettäessä seoksessa dioriittia  $V_P/V_S$ -suhdetta saadaan nostettua. Suurin heijastuskerroin on tonaliittisen gneissin ja amfiboliitin välillä (0,09). Tämä heijastuskerroin sopii yhteen myös sen kanssa, että keskikuoren heijastavuus on FIRE2a-sektiossa melko heikkoa.

Ylin alakuori sisältää amfiboliittia, mafista granaattigranuliittia ja pyrokseeniittia. Suurin heijastuskerroin on amfiboliitin ja pyrokseenin välillä (0,10).  $V_P/V_S$ -suhde on hieman liian korkea FENNIA-malliin nähden, mutta  $V_P/V_S$ -suhteen arvoon 1,76 on lähes mahdoton päästä tässä työssä käytössä olevalla kivilajivalikoimalla. Lähelle arvoa 1,76 päästäisiin, jos seos koostuisi vain tonaliittisesta gneissistä ja pyrokseeniitista, mutta ensinnäkin noin 50 % osuus tonaliittista gneissistä ylemmässä alakuorella ei välttämättä ole kovin järkevä oletus ja lisäksi heijastuskerroin näiden kivilajien välillä on niin suuri (0,19), ettei se sovi FIRE2a-sektion mukaiseen heikkoon heijastavuuteen.

Alin alakuori koostuu hornblenditiitista, mafisesta granaattigranuliitista, pyrokseeniitista ja eklogiitista. Suurin heijastuskerroin on mafisen granaattigranuliitin ja eklogiitin välillä (0,11). Myös tässä kerroksessa  $V_P/V_S$ -suhde on hieman liian korkea. Hieman lähemmäksi arvoa 1,76 päästäisiin, jos kerros sisältäisi vain hornblenditiittia ja pyrokseeniittia.



**Kuva 7.9.** Keski-Suomen migmatiittialueelle sovitettu kuoren koostumusmalli FINMIX-MIG sekä koostumusseoksen keskimääräinen  $V_P/V_S$ -suhde kuoren eri kerroksissa.

FINMIX-2-koostumusmalliin verrattuna migmatiittialueella on yläkuorella selvästi alhaisempia nopeuksia ja koostumusseos sisältää vähemmän amfiboliittia. Lisäksi

yläkuoressa on kiilleliusketta ja enemmän kvartsiittia tai ainakin kivien kvartsipitoisuus on suurempi. Myös keskikuoressa on selvästi alhaisempia nopeuksia ja se on koostumukseltaan felsisempi. Keskikuori sisältää myös FINMIX-2-mallista poiketen dioriittia, jotta FENNIA-mallin  $V_P/V_S$ -suhde toteutuisi.

Ylemmässä alakuoressa on myös huomattavasti alhaisempia nopeuksia ja kerros alkaa vasta 33 km syvyydestä, kun vastaava kerros FINMIX-2-mallissa alkaa jo 25 km syvyydestä. Koska kerros on syvemmällä ja heijastuskerroin kerroksessa ei saa nousta liian suureksi, niin kerroksen koostumus ei sisällä enää tonaliittista gneissia. Jotta myös FENNIA-mallin  $V_P/V_S$ -suhde toteutuisi, kerroksessa on hyvin runsaasti amfiboliittia verrattuna FINMIX-2-malliin. Alemman alakuoren nopeudet ovat samankaltaisia kuin FINMIX-2-mallissa, mutta koostumus sisältää vähemmän mafista granaattigranuliittia, jotta  $V_P/V_S$ -suhde olisi alhaisempi.

## 7.4 Lapin vihreäkivialue ja granuliittivyöhyke

Kallioperä koostuu vihreäkivialueella pääosin metavulkaniiteista, graniitista ja granodioriitista, kvartsiitista sekä kiilleliuskeesta (kuva 7.10). Granuliittivyöhykkeen kallioperä koostuu pääosin granaattipitoisesta paragneissistä, mutta paikoin esiintyy myös ortopyrokseenipitoista dioriittia, liuskeista gabroa ja granodioriittia (Korsman et al., 1997; kuva 7.10). Seismisistä luotauslinjoista alueella on FIRE4-heijastusluotauslinja ja POLAR-taittumisluotauslinja. FIRE4-sektioiden mukaan selkeitä heijastajia ja heijastuvuutta esiintyy kuoren kaikissa kerroksissa ja myös Moho on selvästi havaittavissa (kuvat 7.11 ja 7.12). Mallinnettaessa kuoren koostumusta vihreäkivialueella POLAR-nopeusmallista käytettiin väliä 37–90 km ja granuliittivyöhykkeellä väliä 140–222 km (kuva 4.10).

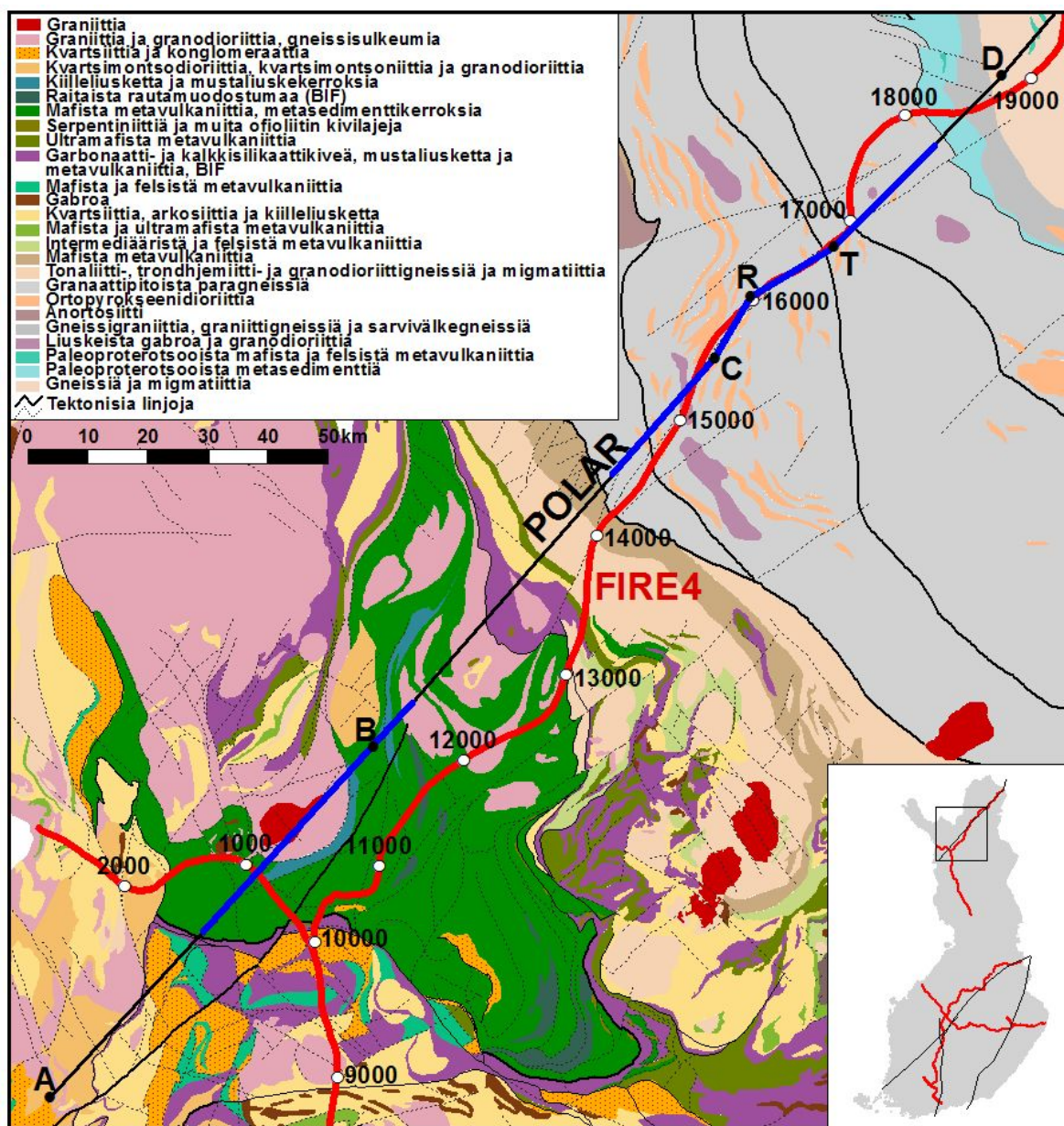
POLAR-mallissa vihreäkivialueella yläkuoressa on korkean nopeuden yksikkö ja ylimmän yläkuoren nopeudet ovat muutenkin keskimääräistä suurempia. Yläkuoressa on myös matalan nopeuden kerros, joka esiintyy vain osassa POLAR-profiilia. Vihreäkivialueen alemmassa yläkuoressa (10–20 km) ja keskikuoressa P-aallon nopeudet ovat koko POLAR-malliin verrattuna keskimääräistä matalampia. Alakuoren nopeudet ovat ehkä hivenen muita profiilin osia korkeampia ja nopeusgradientti on melko suuri. Kuoren paksuus on noin 47 km, mikä on suhteellisen suuri POLAR-mallissa.

Granuliittivyöhykkeen alueella POLAR-mallin nopeudet yläkuoressa ovat myös keskimääräistä korkeampia ja myös granuliittialueen yläkuoressa on korkean nopeuden yksikkö sekä matalan nopeuden kerros. Alemmassa yläkuoressa ja keskikuoressa nopeudet ovat keskimääräistä alhaisempia, kuten vihreäkivi-vyöhykkeelläkin. Alakuoren nopeudet ovat granuliittialueella POLAR-mallin alhaisimmat.

$V_P/V_S$ -suhde vihreäkivialueella on yläkuoressa 1,67–1,73, keskikuoressa 1,74 ja alakuoressa 1,78 (Walther and Flüh, 1993). Granuliittivyöhykkeellä yläkuoressa on hieman korkeampia  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja.  $V_P/V_S$ -suhde on aivan kuoren ylimmässä osassa 1,71, yläkuoren korkean nopeuden yksikössä 1,69 ja alemmassa yläkuoressa 1,73. Keski-

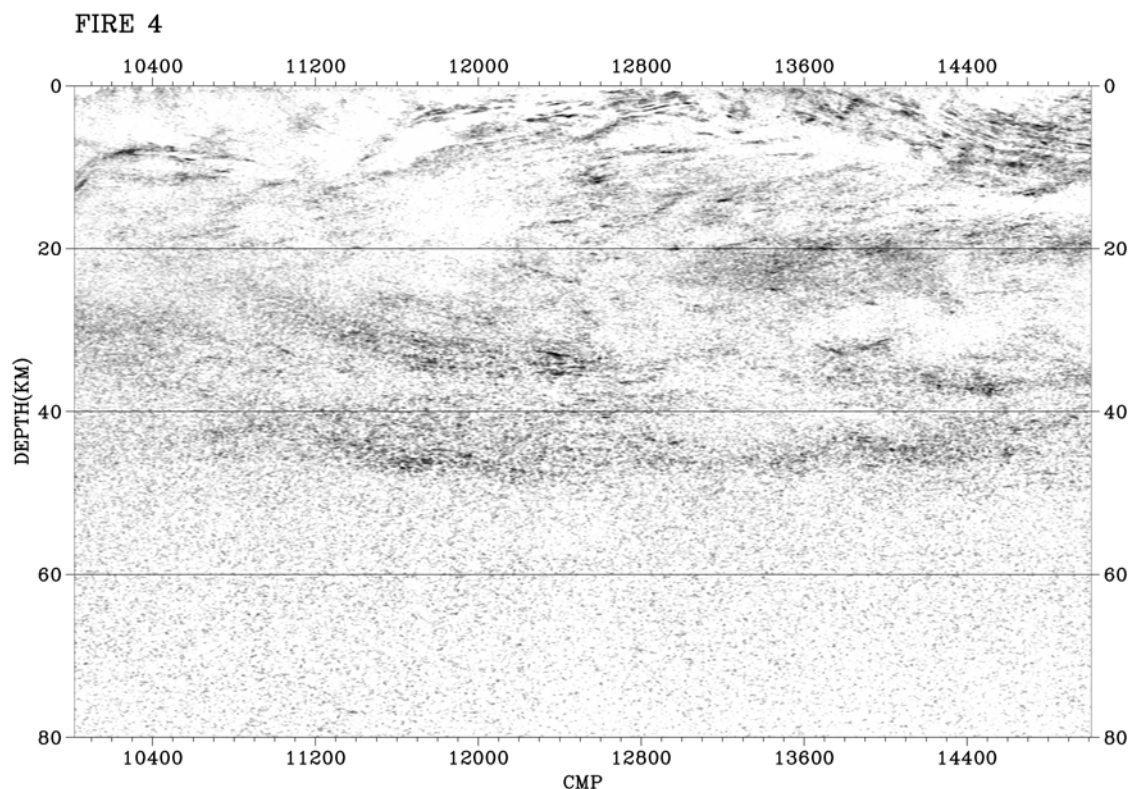


kuoressa ja alakuoressa  $V_P/V_S$ -suhde on sama kuin vihreäkivivyöhykkeen alueella. Yläkuoren matalan nopeuden kerroksen  $V_P/V_S$ -suhde ei ole tiedossa.

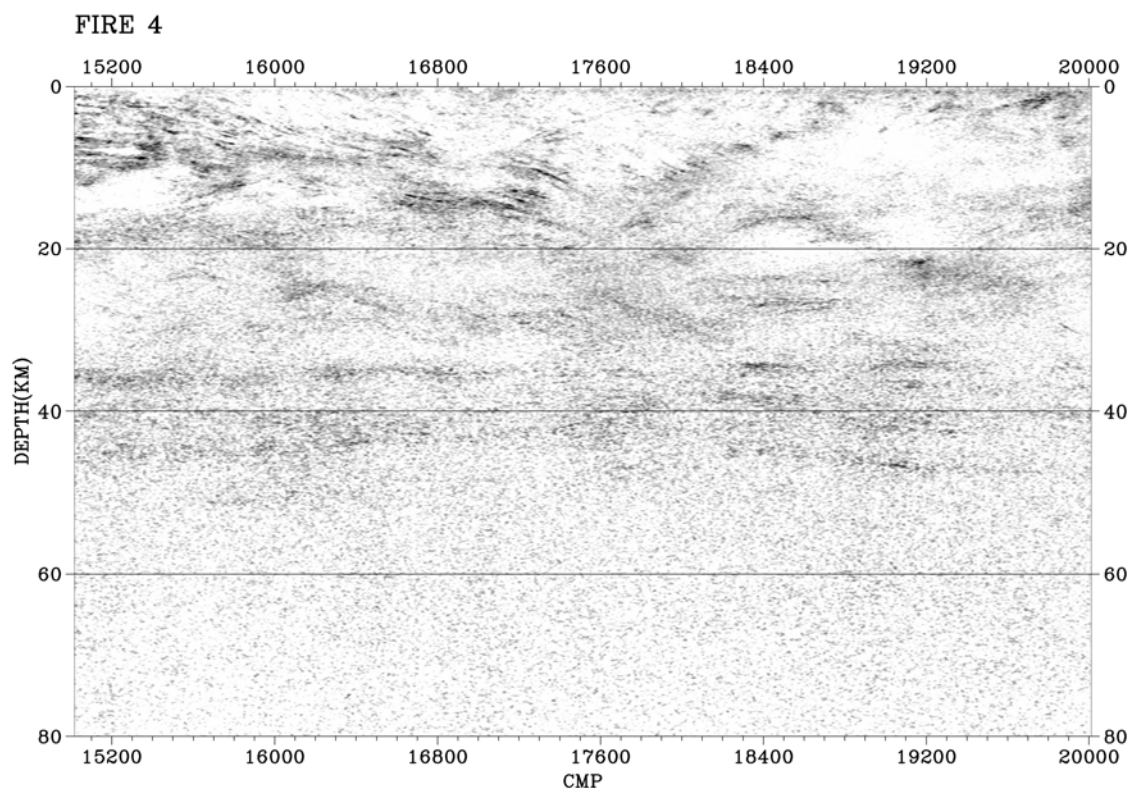


**Kuva 7.10.** Seismiset linjat lapissa. Taustalla osa GTK:n kallioperäkartasta (Korsman et al., 1997). POLAR-linjasta on merkitty sinisellä osat, joita käytettiin mallinnuksessa.

Vihreäkivialueen FINMIX-P1- ja granuliittialueen FINMIX-P2-koostumusmallien (kuvat 7.13 ja 7.14) kivilajit ja kivilajien prosentuaaliset osuudet valittiin siten, että kivilajisekoituksen P-aallon nopeus ja  $V_P/V_S$ -suhde sopivat alueiden POLAR-mallin P-aallon nopeuksiin ja  $V_P/V_S$ -suhteeseen. Samalla kiinnitettiin huomiota koostumusseoksessa olevien kivilajien väliseen heijastuskertoimeen. Käytännössä jokaiseen kuoren kerrokseen valittiin kivilajeja, joiden välillä on riittävän suuri heijastuskerroin toteuttamaan FIRE-aineistojen mukaista heijastavuutta.



**Kuva 7.11.** Lapin vihreäkivialueella sijaitseva FIRE4-sektio (Kukkonen ja Lahtinen, 2006; Kukkonen et al., 2006). Kuossa esiintyy selkeitä heijastajia kaikissa eri kerroksissa. Myös Moho on selvästi havaittavissa.



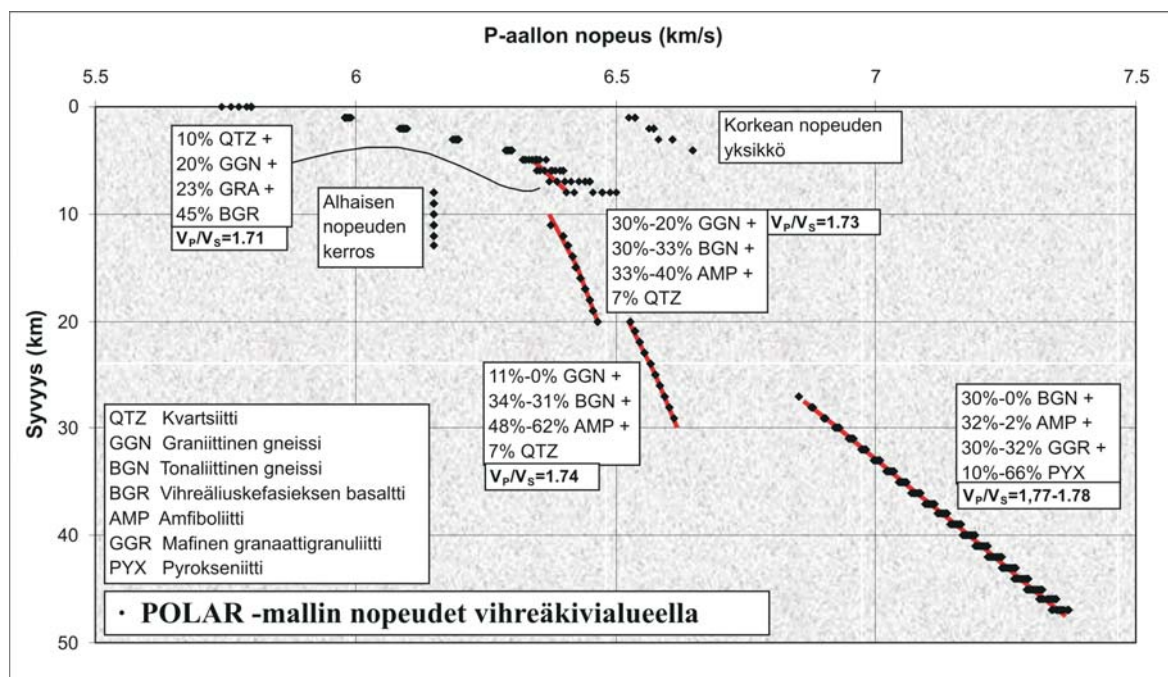
**Kuva 7.12.** Lapin granuliittialueella sijaitseva FIRE4-sektio (Kukkonen ja Lahtinen, 2006; Kukkonen et al., 2006). Kuossa esiintyy selkeitä heijastajia kaikissa eri kerroksissa. Myös Moho on selvästi havaittavissa. Yläkuoren heijastajat eivät ehkä ole aivan niin teräviä kuin vihreäkivialueella (kuva 7.11).

Vihreäkivialueen FINMIX-P1-koostumusmallin (kuva 7.13) mukaan yläkuori koostuu vihreäliuskefasieksen basaltista, graniitti-granodioriitista, graniittisesta gneissistä ja kvartsiitista. Alemman yläkuoren ja keskikuoren nopeudet eivät eroa suuresti toisistaan. Kerrokset koostuvat graniittisen ja tonaliittisen gneissin, amfiboliitin ja kvartsiitin seoksesta, jossa syvemmälle mentäessä amfiboliitin määrä kasvaa ja gneissien osuus pienenee. Kvartsiitin määrä kaikissa ylä- ja keskikuoren kerroksissa on melko suuri verrattuna esimerkiksi Etelä-Suomen koostumusmalleihin. Kallioperäkartan mukaan (Korsman et al., 1997) alueella esiintyy jonkun verran kvartsiittia, mutta todennäköisesti kvartsiittia ei todellisuudessa ole aivan niin paljon kuin malli osoittaa, vaan kivet ovat keskimääräistä kvartsirikkaampia. Kvartsiitin avulla seoksen  $V_P/V_S$ -suhde saadaan pysymään alhaisena, vaikka P-aallon nopeudet ovatkin melko korkeita. Lisäksi kvartsiitti aiheuttaa suuren heijastuskertoimen vihreäliuskefasieksen basaltin ja amfiboliitin kanssa (0,13), mikä sopii hyvin yhteen FIRE-aineistojen mukaisen heijastavuuden kanssa. Alakuori koostuu vihreäkivialueella tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin seoksesta. Alakuoressa maksimaalinen heijastuskerroin on tonaliittisen gneissin ja pyrokseeniitin välillä (0,18).

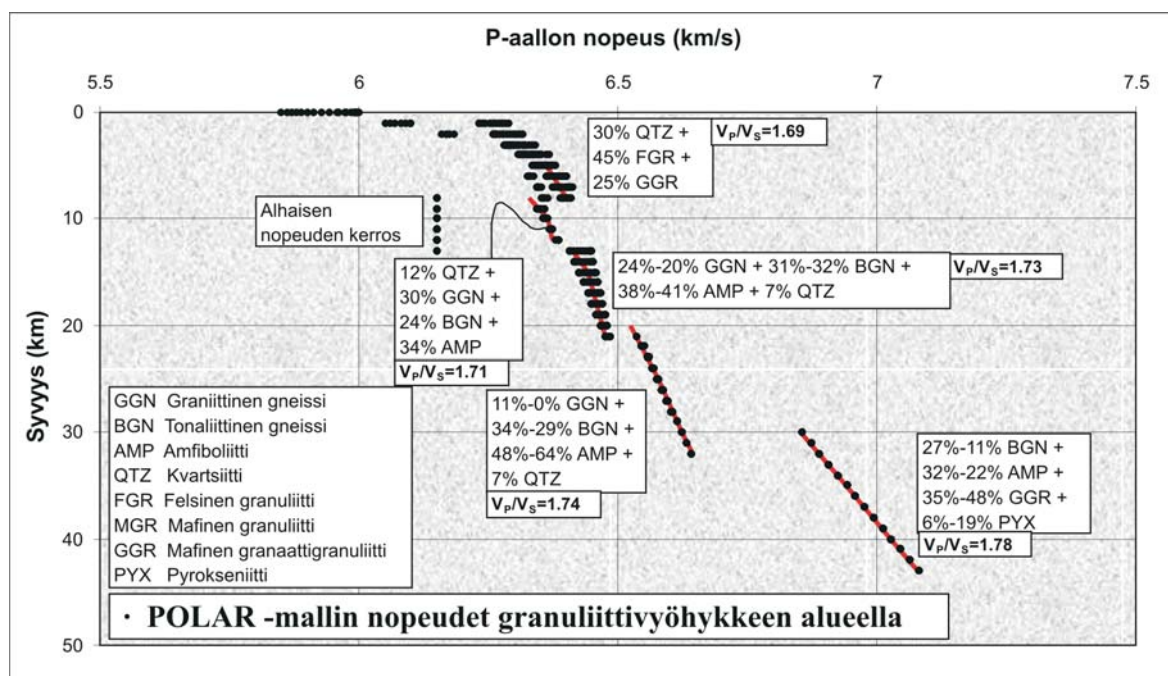
Granuliittialueen FINMIX-P2-koostumusmallin (kuva 7.14) mukaan yläkuoren korkean nopeuden yksikkö koostuu felsisen ja mafisen granaattigranuliitin sekä kvartsiitin seoksesta. Mallin mukaan yläkuoressa on hyvin suuri määrä kvartsiittia, sillä kerroksen  $V_P/V_S$ -suhde on POLAR-mallin mukaan vain 1,69. Runsas granaattipitoisuus kerroksen kivissä voisi myös mahdollisesti tuottaa korkeisiin P-aallon nopeuksiin nähden matalan  $V_P/V_S$ -suhteen. Lisäksi on mahdollista, että Christensenin ja Mooneyn felsisen granuliitin koostumus ei vastaa Lapin granuliitin koostumusta, sillä Lapin granuliitti on granaattipitoista (Kern et al., 1993; Korja et al., 1996; Hanski ja Huhma, 2005).

Granuliittialueen pohjoisosassa, jossa matalan nopeuden kerrosta ei enää ole, yläkuoren yläosa ulottuu korkean nopeuden yksikön alle samalle syvyydelle matalan nopeuden kerroksen kanssa. Yläkuoren korkean nopeuden yksikön ja sen alapuolella olevien yläkuoren molempien kerrosten sekä keskikuoren nopeudet ovat hyvin samankaltaisia. Yläkuoren ja keskikuoren kerrokset koostuvat graniittisen ja tonaliittisen gneissin, amfiboliitin ja kvartsiitin seoksesta, jossa gneissien osuudet pienevät ja amfiboliitin määrä kasvaa syvyyden kasvaessa. Alempi yläkuori ja keskikuori ovat koostumukseltaan lähes samanlaisia kuin vihreäkivialueellakin. Alakuori koostuu tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin seoksesta, kuten vihreäkivialueellakin, mutta pyrokseeniitin määrä on huomattavasti pienempi.





**Kuva 7.13.** Lapin vihreäkivialueelle sovitettu kuoren koostumusmalli FINMIX-P1 sekä koostumusseoksen keskimääräinen  $V_p/V_s$ -suhde kuoren eri kerroksissa. Korkean nopeuden yksikkö yläkuoressa koostuu pääasiassa Kaarasjok–Kittilä-vyöhykkeen thoeliittisista mafisista vulkaniiteista (Luosto et al., 1989).



**Kuva 7.14.** Lapin granuliittialueelle sovitettu kuoren koostumusmalli FINMIX-P2 sekä koostumusseoksen keskimääräinen  $V_p/V_s$ -suhde kuoren eri kerroksissa.



## 8 Tulosten tarkastelu ja pohdinta

SVEKA'81-, SVEKA'91-, BALTIC-, FENNIA- ja POLAR- taittumisluotauslinjojen P-aallon nopeusmalleista (Luosto et al., 1984; Luosto et al., 1985; Grad ja Luosto, 1987; Luosto et al., 1989; Luosto et al., 1990; Walther ja Flüh, 1993; Kern et al., 1993; Luosto et al., 1994; Luosto, 1997; Fennia Working Group, 1998; Korsman et al., 1999; Heikkinen ja Luosto, 2000) on havaittavissa, että seismiset nopeudet muodostavat erillisiä kerroksia ja että nopeudet kasvavat kerrosrajapinnoilla syvemmälle mentäessä yksittäisiä matalan nopeuden kerroksia lukuun ottamatta. Tämän lisäksi kuoren eri kerrosten sisällä on havaittavissa selvää nopeuden kasvua syvyyden funktiona. Taittumisluotausmallien nopeusgradientit ovat hieman erilaisia eri kerroksissa ja myös eri taittumisluotauslinjoilla on erilaisia nopeusgradientteja.

Etelä- ja Keski-Suomessa olevien taittumisluotauslinjojen nopeusmallit ovat melko samankaltaisia. Mallien mukaan kuoren paksuus on suuri ja kaikissa malleissa on ainakin osittainen alakuoren alin kerros, jossa seismiset nopeudet ovat 7,3–7,5 km/s. FENNIA-mallin alemman yläkuoren, keskikuoren ja ylemmän alakuoren nopeudet ovat keskimäärin hieman alhaisempia kuin muilla linjoilla. Erityisesti FENNIA-mallin eteläosissa, Etelä-Suomen migmatiittialueella, nopeudet keskikuoressa ovat hyvin alhaisia (vain 6,4 km/s).

Pohjois-Suomessa oleva POLAR-linja eroaa merkittävästi Etelä-Suomen linjoista. Kuori on huomattavasti ohuempi ja alakuori koostuu vain yhdestä kerroksesta. Lisäksi yläkuoressa esiintyy keskimäärin korkeampia nopeuksia ja alakuoren nopeusgradientit ovat suurempia kuin Etelä-Suomessa.

$V_P/V_S$ -suhteet eri taittumisluotausmalleissa ovat melko samankaltaisia.  $V_P/V_S$ -suhde maankuoressa kasvaa yleisesti syvyyden funktiona alaspäin mentäessä ja on yläkuoressa noin 1,70 ja alakuoressa 1,77–1,78. FENNIA-mallissa on kuitenkin hieman alhaisempia  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja kuin muilla linjoilla. Paikoitellen eri linjoilla yläkuoressa esiintyy korkeampia  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja, jotka ovat yhdistettävissä tiettyihin kivilajeihin pintageologian perusteella. Lisäksi esimerkiksi arkeisella alueella yläkuoressa on alhaisempia  $V_P/V_S$ -suhteen arvoja, mikä taas saattaa johtua kallioperän suuremmasta rikkonaisuudesta (Luosto, 1997). Koska kivilajien  $V_P/V_S$ -suhde ei riipu oleellisesti lämpötilan ja paineen muutoksesta, vaan suhde kasvaa vain hieman paineen ja lämpötilan kasvaessa, niin taittumisluotausmallien mukainen  $V_P/V_S$ -suhteen kasvu maankuoressa johtuu todennäköisesti kivilajikoostumuksen muuttumisesta felsisestä mafisemmaksi syvyyden kasvaessa.

Erot eri taittumisluotausmallien välillä viittaavat todellisiin alueellisiin eroihin kuoren koostumuksessa. Taittumisluotauksen P-aaltojen mallit on tehty käyttäen samanlaista tulkintamenetelmää ja –ohjelmistoa, ja ne perustuvat mittauksissa kerättyyn

havaintoaineistoon. P-aallon nopeusmalleja voidaan pitää hyvin luotettavina ja esimerkiksi Holbrook ja muut (1992) ovat listanneet SVEKA'81-, BALTIC- ja POLAR-mallit laadultaan hyviksi tai erinomaisiksi. Tahtumislutaustmallien eri kerrosten nopeusgradientit ovat todennäköisesti myös luotettavia, koska lasketut mallit eivät sovi havaintoaineistoon, ellei kerroksissa ole sopivia nopeusgradientteja. Tahtumislutaustuksen mallinnus kuitenkin suosii vaakasuoria tai lähes vaakasuoria kerrosraja-pintoja eivätkä suuret paikalliset nopeusvaihtelut tule helposti esiin, vaan ne tasoittuvat mallinnuksessa. Tämä saattaa osaltaan olla syynä Etelä-Suomen tahtumislutaustmallien samankaltaisuuteen. Toisaalta Etelä- ja Keski-Suomen alueen suhteellisen pienen koon vuoksi on kuitenkin luonnollista, että mallit ovat samankaltaisia ja edustavat alueen todellista geologista suurrakennetta.

SVEKA'81- ja FENNIA-mallien mukaan ylävaipan  $V_P/V_S$ -suhde on melko alhainen (1,73–1,74). Ylävaipan alhainen  $V_P/V_S$ -suhde saattaa johtua vaipan kivien (pyrokseenin ja oliviinin) suhteellisen korkeasta Mg-pitoisuudesta, koska korkea Mg-pitoisuus alentaa kivien  $V_P/V_S$ -suhdetta (Christensen, 1996). Suomesta löydettyjen vaipan ksenoliittien Mg-pitoisuudet ovat analyysien mukaan melko korkeita (Peltonen et al., 1999; Kukkonen ja Peltonen, 1999). Tämä viittaa siihen, että ylin vaippa on osittaisen sulamisen vuoksi köyhtynyt raudan suhteen.

Seisminen nopeus kivilajeissa riippuu pääasiassa kiven mineraalikoostumuksesta, paineesta ja lämpötilasta, ja se voidaan määrittää laboratoriomittausten avulla. Kivinäytteille tehty nopeusmittaukset laboratoriossa eri paine- ja lämpötilaoloissa suoritetaan yleensä huoneen lämpötilasta noin 700–800 °C lämpötilaan, joka vastaa melko hyvin alakuoren ja ylävaipan lämpöoloja. Näytteitä mitataan kuitenkin usein vain noin 600 MPa:n paineeseen asti, joka taas vastaa vain noin 22 km syvyyttä. Näiden mittausten perusteella nopeudet tavallisesti ekstrapoloidaan suurempiin paineisiin eli vastaamaan olosuhteita syvemmällä kuoressa. Jos kivinäytteen nopeus-painekäyrä ei ole vielä tasoittunut lineaariseksi, ekstrapolointi aiheuttaa virheitä tuloksiin. Tässä työssä käytetyt Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriotulokset eri kivilajien P-aallon nopeudelle erilaisissa paine- ja lämpötilaoloissa on tällä hetkellä todennäköisesti paras aineisto kuoren koostumusmallinnukseen, koska heidän aineistonsa perustuu jopa 1 GPa paineessa mitattuihin nopeustuloksiin.

Christensenin ja Mooneyn (1995) nopeustulokset muunnettiin vastaamaan Suomen kuoren lämpötila- ja paineolosuhteita. Lämpötilan arviona käytettiin ksenoliittiaineiston avulla kalibroitu geotermiä (Kukkonen ja Peltonen, 1999; Kukkonen et al., 2003) ja paine laskettiin kivimassan (tiheys 2830 kg/m<sup>3</sup>) aiheuttamasta litostaattisesta paineesta. Geotermi on määritetty Itä-Suomessa sijaitsevan Lahtojoen kimberliittipiipun vaippaksenoliittien ja litosfäärin termisen mallin avulla ja se edustaa todennäköisesti melko hyvin koko Suomen kuorta, virherajojen ollessa  $\pm 50^\circ\text{C}$ . Tässä työssä tehty tarkastelut osoittivat myös, että pienet epätarkkuudet lämpötilassa tai paineessa eivät vaikuta merkittävästi nopeustuloksiin. Esimerkiksi 100°C ero lämpötilassa aiheuttaa vain noin 0,03 km/s muutoksen nopeuteen.

Eri kivilajien laboratoriomittaustulosten mukaan seismiset nopeudet kasvavat voimakkaasti alaspäin mentäessä ylimmässä kuoressa, jossa paine ja lämpötila ovat vielä melko pieniä (esim. kuva 4.15). Seismisten nopeuksien voimakas kasvu eri kivilajeissa yläkuoressa johtuu kasvavan paineen aiheuttamasta mikrorakojen sulkeutumisesta. Nopeuden kasvu hidastuu, mutta jatkuu noin 15 km syvyyttä vastaaviin paine- ja lämpötilaolosuhteisiin asti. Tämän jälkeen nopeudet pysyvät vakiona tai hieman alenevat syvyyden kasvaessa.

Taittumisluotausten nopeusmalleista poimittujen P-aallon nopeuksien ja Suomen olosuhteisiin muunnettujen kivilajikohtaisten laboratoriomittaustulosten vertailu osoittaa, että yläkuoressa (noin 0–10 km) nopeustulokset käyttäytyvät molemmissa aineistoissa suunnilleen samalla tavalla, mutta syvemmällä kuoressa nopeustulosten käytös eroaa merkittävästi. Aineistojen vertailu osoittaa, että yksittäiset kivilajit eivät pysty selittämään taittumisluotauksissa havaittavaa nopeusvaihtelua kuoren mittakaavassa. Tämän ovat jo aiemmin todenneet mm. Rudnick ja Fountain (1995) sekä Christensen ja Mooney (1995). Kivilajien nopeudet eivät vastaa taittumisluotauksissa havaittavia nopeuksia edes kuoren eri kerroksissa yläkuorta lukuun ottamatta.

Nopeuden vaihtelut taittumisluotausmallien kerroksissa, erityisesti yläkuoressa, saattavat osittain aiheutua luonnollisista vaihteluista paineen ja lämpötilan kasvaessa, mutta syvemmällä kuoressa paineen ja lämpötilan muutos ei kuitenkaan selitä mallien mukaisia nopeuksia. Jos taittumisluotausmallien tulokset edustavat todellisia in situ -nopeuksia, niin kuoressa täytyy olla pystysuuntaista koostumusvaihtelua ja kuoren täytyy muuttua mafisemmaksi syvyyden kasvaessa. Koostumusmuutos ei rajoitu pelkästään kuoren eri kerrosten rajapinnoille, vaan kuoren koostumuksen tulee muuttua vähitellen mafisemmaksi myös eri kerrosten sisällä. Koostumusmuutos voi johtua kuoren geologisen kehityksen aikana tapahtuneesta osittaisesta sulamisesta ja sulien kulkeutumisesta ylemmäksi kuoressa. Kuoren syvemmissä osissa sulamista on ehkä tapahtunut niin paljon, että jäljelle on jäänyt vain mafisia osia. Tällöin myös seisminen nopeus on suurempi.

Taittumisluotausmallien nopeusjakaumat saadaan toteutettua erilaisten kivilajisekoitusten avulla. Kivilajisekoitusten seisminen nopeus laskettiin käyttämällä painotettua aritmeettista keskiarvoa, jossa painokertoimina olivat sekoituksissa käytettyjen kivilajien prosentuaaliset osuudet. Tässä työssä tarkasteltiin myös erilaisia keskiarvon laskutapoja ja todettiin, etteivät ne merkittävästi vaikuta lopputulokseen.

Taittumisluotausmallien kerroksissa havaitut P-aallon nopeusjakaumat voidaan toteuttaa useilla erilaisilla kivilajisekoituksilla, joten yksikäsitteistä ratkaisua ei ole. Kun mallinnuksessa huomioidaan myös S-aaltojen nopeusmallit, eri koostumusvaihtoehdot vähenevät merkittävästi. Ratkaisujen määrää voidaan rajata myös tutkimusalueen geologisten ja geofysikaalisten tietojen avulla sekä käyttämällä kuoren koostumukselle järkeviä litologisia oletuksia.

Tässä työssä oletettiin, että yläkuori ainakin 10 km:iin saakka koostuu etupäässä pinnalla havaittavista kivilajeista. On melko epätodennäköistä, että yläkuoressa olisi

merkittäviä määriä kivilajeja, joista pinnalla ei ole havaintoja. Suomen yläkuori koostuu todennäköisesti pääosin felsisten gneissien, graniittien ja granodioriittien sekoituksesta, jossa on pieniä määriä mafisempia kivilajeja kuten amfiboliittia ja diabaasia. P-aaltojen nopeuden ja  $V_P/V_S$ -suhteen kasvu maankuoressa syvyyden funktiona viittaavat siihen, että alaspäin kuoressa mentäessä mafisuus ja metamorfoosiaste kasvavat. Tässä työssä tehtyjen mallien mukaan alemmassa yläkuoressa ja keskikuoressa on felsisiä gneissejä, mutta amfiboliitin määrä on suurempi kuin ylemmässä yläkuoressa. Syvemmällä kuoressa alkaa esiintyä myös granuliittifasiuksen kivilajeja sekä pyrokseeniittejä ja alimmassa kuoressa mahdollisesti myös eklogiitteja koostumuksen muuttuessa samalla mafisemmaksi.

Kivilajisekoitusten avulla tehtyjen kuoren koostumusmallien määrää rajoittaa lisäksi käytössä oleva kivilajivalikoima, joka rajoittuu tämän työn aineistossa noin 20:een eri kivilajiin. Periaatteessa saattaa myös olla, että käytössä olevasta Christensenin ja Mooneyn (1995) tuloksiin perustuvasta kivilajivalikoimasta puuttuisi joitakin Suomen oloissa tärkeitä kivilajeja, mikä johtaisi virheellisiin koostumusmalleihin. Lisäksi on myös mahdollista, etteivät Christensenin ja Mooneyn (1995) kivilajit vastaa täysin Suomen kuoren kivilajeja. Valitettavasti Christensen ja Mooney eivät julkaisseet kivilajiryhmiensä koostumustietoja, joten kivilajiryhmien koostumusvertailu on hankalaa.

Puranen (1989) on esittänyt keskimääräisen mineraalikoostumuksen ja kemiallisen koostumuksen Suomen kallioperän yleisimmille kivilajeille. Koostumustietojen avulla voidaan laskea seismiset nopeudet Suomen kivilajeille käyttäen Hackerin ja Abersin (2004) ohjelmaa (taulukko 8.1; taulukko 8.2; Kuusisto, 2006). Kun laskettuja seismisiä P-aallon nopeuksia verrataan Christensenin ja Mooneyn laboratoriomittaustuloksiin, havaitaan että mineraalikoostumuksen avulla lasketut P-aallon nopeudet eroavat yleensä 0,1–0,2 km/s Christensenin ja Mooneyn (1995) laboratoriotuloksista. Suurimmalla osalla kivilajeja lasketut tulokset ovat alhaisempia kuin laboratoriotulokset. Esimerkiksi graniitille laskettu P-aallon nopeus yläkuoressa (0–10 km) on noin 6,0 km/s ja  $V_P/V_S$ -suhde 1,69, vastaavat arvot Christensenin ja Mooneyn mukaan graniitti-granodioriittiryhmälle ovat 6,2 km/s ja 1,70. Joillakin kivilajeilla erot olivat suurempia. Esimerkiksi kiilleliuskeelle ja kvartsimaasälpäliuskeelle lasketut P-aallon nopeudet ovat 5,75 km/s ja 6,0 km/s ja lasketut  $V_P/V_S$ -suhteen arvot 1,67 ja 1,69. Nämä tulokset ovat huomattavasti alhaisempia kuin Christensenin ja Mooneyn esittämät tulokset kiilleliuskeriikelle ( $V_P = 6,2$  km/s,  $V_P/V_S$ -suhde = 1,78).

Erot Hackerin ja Abersin (2004) ohjelmalla laskettujen tulosten ja laboratoriomittaustulosten välillä saattavat osittain johtua ohjelman laskukaavoissa tehdyistä yleistyksistä ja oletuksista, mutta ohjelmassa käytettyjen estimointien vaikutukset laskettuihin tuloksiin ovat todennäköisesti kuitenkin melko pieniä (Hacker et al, 2003). Erot tuloksissa viittaavat siihen, että Suomen kivilajien ja Christensenin ja Mooneyn käyttämien kivilajien välillä on koostumuseroja. Suomen kallioperän kivilajit saattavat esimerkiksi olla kvartsirikkaampia, jolloin myös  $V_P/V_S$ -suhteet kivilajeissa olisivat hieman alhaisempia.

**Taulukko 8.1.** Purasen (1989) julkaisusta saaduista mineraalikoostumuksista Hackerin ja Abersin (2004) ohjelman avulla lasketut P-aallon nopeudet Suomen kivilajeille eri syvyyksillä. Laskuissa käytettiin Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita eri syvyyksillä (taulukko 4.6).

Syvyys (km)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
<b>Graniitti</b>	6.01	6.02	6.03	6.04	6.05	6.06	6.07	6.08	6.09	6.10	6.10
<b>Granodioriitti</b>	6.03	6.05	6.06	6.07	6.08	6.09	6.10	6.11	6.12	6.13	6.13
<b>Kvartsidioriitti</b>	6.06	6.08	6.09	6.10	6.11	6.12	6.13	6.14	6.15	6.15	6.16
<b>Dioriitti</b>	6.35	6.37	6.38	6.38	6.39	6.40	6.41	6.41	6.42	6.42	6.43
<b>Gabro</b>	6.78	6.79	6.80	6.80	6.81	6.81	6.81	6.82	6.82	6.82	6.83
<b>Kvartsiiitti</b>	5.99	6.00	6.01	6.02	6.02	6.03	6.03	6.04	6.04	6.04	6.05
<b>Kvartsimaasälpäliuske/gneissi</b>	5.97	5.99	6.00	6.01	6.02	6.03	6.04	6.05	6.06	6.07	6.07
<b>Kiilleliuske/gneissi</b>	5.74	5.76	5.77	5.78	5.79	5.79	5.80	5.81	5.82	5.82	5.83
<b>Amfiboliitti</b>	6.75	6.76	6.76	6.77	6.77	6.77	6.78	6.78	6.78	6.78	6.78
<b>(Meta)Diabaasi</b>	6.77	6.78	6.78	6.78	6.79	6.79	6.79	6.80	6.80	6.80	6.80

**Taulukko 8.2.** Purasen (1989) julkaisusta saaduista mineraalikoostumuksista Hackerin ja Abersin (2004) ohjelman avulla lasketut  $V_p/V_s$ -suhteet Suomen kivilajeille eri syvyyksillä. Paineen ja lämpötilan arvoina eri syvyyksillä käytettiin taulukossa 4.6 esitettyjä arvoja.

Syvyys (km)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
<b>Graniitti</b>	1.69	1.69	1.70	1.70	1.71	1.71	1.72	1.72	1.72	1.73	1.73
<b>Granodioriitti</b>	1.71	1.72	1.72	1.73	1.73	1.73	1.74	1.74	1.75	1.75	1.75
<b>Kvartsidioriitti</b>	1.73	1.74	1.74	1.75	1.75	1.75	1.76	1.76	1.76	1.77	1.77
<b>Dioriitti</b>	1.79	1.79	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80	1.81	1.81	1.81	1.81
<b>Gabro</b>	1.79	1.79	1.79	1.79	1.79	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80
<b>Kvartsiiitti</b>	1.52	1.53	1.54	1.54	1.55	1.56	1.56	1.57	1.58	1.58	1.59
<b>Kvartsimaasälpäliuske/gneissi</b>	1.67	1.68	1.68	1.69	1.69	1.70	1.70	1.71	1.71	1.72	1.72
<b>Kiilleliuske/gneissi</b>	1.69	1.69	1.70	1.71	1.71	1.72	1.72	1.73	1.74	1.74	1.75
<b>Amfiboliitti</b>	1.77	1.77	1.77	1.77	1.78	1.78	1.78	1.78	1.78	1.79	1.79
<b>(Meta)Diabaasi</b>	1.78	1.78	1.78	1.78	1.78	1.79	1.79	1.79	1.79	1.79	1.80

Christensenin ja Mooneyn (1995) esittämän globaalın mantereisen kuoren koostumusmallin (CM95) mukaan ylin kuori koostuu graniittisesta gneissistä, alempi yläkuori ja keskikuori graniittisen ja tonaliittisen gneissin sekä amfiboliitin sekoituksesta, jossa tonaliittisen gneissin ja amfiboliitin määrä kasvaa syvyyden kasvaessa ja alakuori koostuu mafisen granuliitin ja granaattigranuliitin sekoituksesta. Kun tällaisen koostumusmallin mukaista nopeusjakaumaa verrattiin SVEKA'81-taittumislautausmallin nopeusjakaumaan, havaittiin että SVEKA'81-mallin nopeudet ovat selvästi globaalia koostumusmallia suurempia. Sama tulos havaittiin myös SVEKA'91-, BALTIC- ja POLAR-mallien kanssa, mutta FENNIA-mallissa kuoren keskiosien (noin 20–40 km) nopeudet ovat CM95-koostumusmallia pienempiä. Lisäksi Suomen kuoresta näyttäisi puuttuvan CM95-mallin mukainen keskikuoren alempi kerros 25–30 km:n syvyydeltä. Suomessa keskikuori koostuu vain yhdestä kerroksesta ja 25–30 km:n välinen osa kuoresta kuuluu joko keskikuoreen, jolloin nopeudet ovat alhaisempia tai alakuoren yläosaan, jolloin nopeudet taas ovat korkeampia kuin CM95-mallissa. Kun CM95-malliin lisätään mafista komponenttia (amfiboliittia ja granuliittia) ja keski- ja alakuoren koostumus

muutetaan vähitellen mafisemmaksi, nopeusjakaumat taittumisluotauslinjoilla saadaan toteutettua. Tämä viittaa siihen, että Suomen kuoren koostumus on mafisempi kuin keskimääräisen mantereisen kuoren koostumus.

CM95-mallin mukaan keskimääräisen mantereisen kuoren paksuus on 40 km, mutta Etelä- ja Keski-Suomessa kuori on kuitenkin huomattavasti paksumpi. Paksun kuoren alueella alakuoreessa (40–60 km) havaitut nopeudet 7,3–7,45 km/s edellyttävät myös, että alakuoreessa on jotakin kivilajia, jossa seisminen nopeus on suurempi kuin mafisessa granuliitissa tai granaattigranuliitissa. Lisäksi CM95-mallin mukaisen koostumuksen  $V_P/V_S$ -suhde ei sovi Suomen taittumisluotausaineistoihin, sillä CM95-mallin mukaiset  $V_P/V_S$ -suhteen arvot ovat liian korkeita yläkuoreessa ja alakuoreessa. Suomen ylä- ja alakuoren koostumuksen täytyy olla erilainen ja sisältää myös alhaisemman  $V_P/V_S$ -suhteen omaavia kivilajeja kuin CM95-mallin mukainen koostumus. Käyttämällä kivilajisekoituksissa yläkuoreessa kvartsiittia ja alakuoreessa hornblendiiittia ja pyrokseeniittia saadaan kivilajiseosten  $V_P/V_S$ -suhteita alennettua. CM95-mallin eri kivilajien väliset heijastuskertoimet ovat myös liian alhaisia ylä- ja alakuoreessa tuottaakseen FIRE-aineistossa havaittavan heijastuvuuden.

CRUST 5.1-mallin (Mooney et al., 1998) mukaan kiteinen kuori on jaettavissa kolmeen kerrokseen: ylä-, keski- ja alakuoreen. Kerrospaksuudet ovat yleensä 10–15 km paksuja. Seismiset nopeudet yläkuoreessa ovat 5,7–6,3 km/s, keskikuoreessa 6,4–6,7 km/s ja alakuoreessa 6,8–7,4 km/s. Suomen taittumisluotausmallien mukaan yläkuori koostuu kahdesta kerroksesta ja sen paksuus (taulukko 4.2) on yleensä noin 20 km, ja myös alakuori koostuu monessa paikassa kahdesta kerroksesta ja on yli 20 km:n paksuinen. Suomen taittumisluotausmallien mukaiset nopeudet (taulukko 4.3) ovat myös kauttaaltaan hieman suurempia kuin Mooneyn ja muiden (1998) esittämät. Tällainen kerrosjako sopisi kuitenkin Suomen kuoreen hieman paremmin kuin Christensenin ja Mooneyn (1995) mukaiset kuoren kerrokset.

Tässä työssä esitetyn SVEKA'81-malliin sovitetun FINMIX-2-koostumusmallin mukaan yläkuori koostuu felsisistä gneisseistä ja graniitti-granodioriittista sekä pienistä osuuksista kvartsiittia, amfiboliittia ja diabaasia. Keskikuoreessa on graniittista ja tonaliittista gneissiä sekä amfiboliittia. Amfiboliitin osuus on suurempi kuin yläkuoreessa ja vastaavasti felsisten kivilajien osuus pienenee. Ylempi alakuori koostuu tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin sekoituksesta. Alemmassa alakuoreessa on hornblendiiittia, mafista granaattigranuliittia, pyrokseeniittia ja hieman mafista eklogiittia.

FINMIX-2-mallin keski- ja alakuoren koostumuksessa on huomioitu Suomesta löydetty kuoren ksenoliitit (Hölttä et al., 2000; Peltonen et al., 2006). Ksenoliittien mukaan Suomen keski- ja alakuoreessa on ainakin mafisia granuliitteja ja granaattigranuliitteja sekä tonaliittisia, pyrokseeniittisia ja sarvivälkerikkaita kiviä. Itä-Suomen kimberliiteistä löydetuille alakuoren mafisille granuliitti- ja granaattigranuliitti-ksenoliiteille lasketut P-aallon nopeudet ja  $V_P/V_S$ -suhteet sopivat yleisesti hyvin yhteen Christensenin ja Mooneyn (1995) ja Christensenin (1996) mafiselle granuliitille ja mafiselle granaattigranuliitille

mittaamien laboratoriotulosten kanssa, mutta  $V_P/V_S$ -suhteet ovat kuitenkin keskimäärin hieman alhaisempia. Syynä tähän saattaa olla esimerkiksi Suomen kuoren granuliittien suurempi granaattipitoisuus, mutta Christensenin ja Mooneyn (1995) aineiston koostumustietojen puuttuessa asiaa ei voi varmistaa.

Tässä työssä lasketut koostumusmallit viittaavat siihen, että paksun kuoren alueella Keski- ja Etelä-Suomessa voi alimmassa alakuoressa esiintyä mafista eklogiittia. Myös Korjan (1995) mukaan korkean nopeuden alakuori saattaa sisältää pieniä määriä mafista eklogiittia. Toistaiseksi eklogiiteista ei kuitenkaan vielä ole havaintoja (Hölttä et al., 2000; Peltonen et al., 2006). Kimberliittiipiipuista löydettyjen kuoren ksenoliittien määrä on kuitenkin melko pieni (34 kpl), joten ne eivät välttämättä edusta täydellisesti kaikkia kuoren kivilajeja. Joka tapauksessa pieni määrä mafista eklogiittia yhdessä mafisen granaattigranuliitin, hornblenditiin ja pyrokseeniitin kanssa on hyvä kivilajiseos toteuttamaan alimman alakuoren korkeat P-aallon nopeudet ja suhteellisen matalan  $V_P/V_S$ -suhteen. Alakuoren alimmat osat (yli 55 km) ovat eklogiittifasieksen olosuhteissa (Brown et al., 2003), joten pieni määrä eklogiittia on hyvin todennäköinen vaihtoehto alakuoren materiaaliksi Suomessa (ks. myös Kuusisto, et al., 2006).

Tässä työssä esitettyjen alueellisten koostumusmallien välillä voidaan havaita pieniä eroja. Vaikka Etelä- ja Keski-Suomen mallit ovatkin melko samankaltaisia, kuoren suurrakenteet ja isot geologiset yksiköt ovat erotettavissa. Esimerkiksi arkeeisella alueella kuoren paksuus on pienempi kuin svekofennialaisella alueella ja Keski-Suomen granitoidialueella on erittäin paksu kuori, erityisesti alakuoren paksuus on hyvin suuri (25–30 km). Erilaisten geologisten yksiköiden tarkastelussa on huomioitava se, että eri yksiköiden rajavyöhykkeet kuoren pohjalla voivat olla useiden kilometrien päässä pinnalla olevista rajavyöhykkeistä. Lisäksi yksiköiden välillä saattaa olla paksuja vaihtumisyöhykkeitä. Tämän vuoksi alueellisia malleja tehtäessä ei välttämättä käytetty koko osaa, joka kallioperäkarttojen mukaan kuuluu alueeseen.

Arkeeisen alueen mallinnuksessa käytettiin SVEKA'81- ja BALTIC-mallien aivan pohjoisimpia osia, joiden alueelta havaintoaineistoa on hyvin vähän. Tämän vuoksi taittumislouheusmallit ovat epävarmoja. Toisaalta läheltä SVEKA'81- ja BALTIC-linjojen loppupistettä alkavan, Venäjän puolella sijaitsevan, Uhta-Kem-profiilin (Berzin et al., 2002) nopeudet ovat hyvin samankaltaisia SVEKA'81- ja BALTIC-mallien koillisosien kanssa.

Etelä- ja Keski-Suomen eri alueiden koostumusmallit ovat hyvin samankaltaisia kuin FINMIX-2-koostumusmalli, mutta pieniä eroja on kuitenkin havaittavissa. Keski-Suomen granitoidialueen FINMIX-KG-mallin mukaan yläkuoren keskimääräinen koostumus on hieman felsisempi, keskikuori on hieman mafisempi ja alakuori lähes samanlainen kuin FINMIX-2-koostumusmallissa. Arkeeisella alueella keskimääräinen koostumus on hieman mafisempi kuin FINMIX-2-mallin mukainen koostumus, ainoastaan aivan ylimmän kuoren osalta koostumus on felsisempi. Ylimmässä yläkuoressa myös  $V_P/V_S$ -suhteen arvot ovat keskimääräistä alhaisempia, mikä saattaa johtua kallioperän suuremmasta rikkonaisuudesta tai kivilajien suuremmasta kvartsipitoisuudesta. Lisäksi arkeeisella alueella alimman

alakuoren kerros on hyvin ohut tai sitä ei ole lainkaan. Etelä-Suomen migmatiittialueella seismiset nopeudet ovat selvästi alhaisempia kuin muilla alueilla ja koostumus on felsisempi kuin FINMIX-2-mallin koostumus, ainoastaan alimman alakuoren kerroksessa nopeudet ja koostumus ovat samankaltaisia kuin FINMIX-2-mallissa. FENNIA-mallin mukainen  $V_P/V_S$ -suhde tuotti ongelmia migmatiittialueen mallinnuksessa. Yläkuoren alhaiset  $V_P/V_S$ -suhteen arvot (1,69–1,70) edellyttävät, että kerroksessa on runsaasti kvartsiittia tai ainakin kivien kvartsipitoisuus on keskimääräistä suurempi. Keskikuoressa taas on hyvin alhaisiin seismisiin nopeuksiin nähden melko korkea  $V_P/V_S$ -suhde, joten kerroskoostumuksessa käytettiin yhtenä kivilajina dioriittia. Alakuoren kerrosten alhaiset  $V_P/V_S$ -suhteet viittaavat siihen, että migmatiittialueen alakuoressa on vähemmän mafista granaattigranuliittia kuin FINMIX-2-mallissa.

Pohjois-Suomessa kuoren paksuus on keskimäärin 45 km. Alakuori koostuu vain yhdestä kerroksesta, eikä korkean nopeuden alakuoren kerrosta ole. Yläkuoressa on keskimäärin korkeampia nopeuksia kuin Etelä- ja Keski-Suomessa, mutta keskikuoressa ja alakuoressa nopeudet ovat melko samankaltaisia. Yläkuoren yläosassa nopeudet granuliittialueella ovat hieman korkeampia kuin vihreäkivialueella. Granuliittialueen yläkuoren korkean nopeuden yksikkö koostuu felsisen granuliitin, mafisen granaattigranuliitin ja kvartsiitin seoksesta ja vihreäkivialueen yläkuori koostuu vihreäliuskefasieksen basaltista, graniitti-granodioriitista, graniittisesta gneissistä ja kvartsiitista. Alempi yläkuori ja keskikuori koostuvat sekä vihreäkivi- että granuliittialueilla graniittisen ja tonaliittisen gneissin, amfiboliitin ja kvartsiitin seoksesta ja alakuori koostuu tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseeniitin seoksesta. Granuliittialueella kuoren paksuus on pienempi kuin vihreäkivialueella. POLAR-mallin mukaiset ylä- ja keskikuoren alhaiset  $V_P/V_S$ -suhteet edellyttävät kvartsiitin käyttämistä koostumusmalleissa. Alhaiset  $V_P/V_S$ -suhteet saattavat johtua kuitenkin myös kivien keskimääräistä suuremmasta kvartsipitoisuudesta tai kivien rikkonaisuudesta.

Kern et al. (1993) esittivät koostumustulkintaa POLAR-mallin nopeuksien sekä alueelta kerätyille kivilajityypeille tehtyjen laboratoriomittausten avulla. Heidän mukaansa yläkuoren korkean nopeuden alueet ovat parhaiten selitettävissä granuliitin ja amfiboliitin avulla, ja yläkuoren muut alueet olisivat sekoitus graniitti-, granodioriitti- ja kvartsidioriittigneissejä. Alempi yläkuori ja keskikuori (10–30 km) koostuisivat metamontzodioriitista ja kvartsidioriitti-gneissistä ja alakuori olisi sekoitus anortosiittia, granuliittia, sarvivälkegneissistä ja amfiboliittia. Nämä tulokset ovat melko samankaltaisia tässä työssä esitettyjen vihreäkivialueelle ja granuliittialueelle esitettyjen koostumusmallien kanssa, vaikka kivilajit ovatkin hieman erilaisia. Kern ja muiden (1993) esittämät kivilajiseokset sisältävät runsaasti kvartsipitoisia kivilajeja keskikuoressa saakka ja tässä työssä tehdyissä koostumusmalleissa koostumusseokset sisältävät runsaasti kvartsiittia. Tämä tukee ajatusta siitä, että Suomen kivilajit ovat normaalia kvartsirikkaampia ja ettei Christensenin ja Mooneyn (1995) kivilajivalikoima sisällä kaikkia tarpeellisia kivilajiryhmiä Suomen kuoren koostumusmallinnukseen.



Kvartsiitilla on muihin kivilajeihin verrattuna hyvin alhainen  $V_P/V_S$ -suhde ja pienikin määrä kvartsiittia kivilajisekoituksessa alentaa seoksen  $V_P/V_S$ -suhdetta selvästi. Kvartsirikkaiden kivilajien  $V_P/V_S$ -suhde on myös alhaisempi kuin sellaisten kivilajien, joissa kvartsia on vähemmän. Lisäämällä koostumusmallien kivilajisekoitukseen kvartsiittia, sekoituksen  $V_P/V_S$ -suhde saadaan alennettua vastaamaan Suomen taittumisluotausmallien paikoitellen melko alhaista  $V_P/V_S$ -suhdetta. Tässä työssä tehtyjä koostumusmalleja tarkasteltaessa on kuitenkin hyvä pitää mielessä, että todellisuudessa maankuoressa ei ole aivan mallien osoittamaa määrää kvartsiittia, vaan kivilajien kvartsipitoisuus on normaalia suurempi.

FIRE-aineistojen mukaan kaikissa kuoren kerroksissa on havaittavissa heijastajia. Koostumusmallien eri kerrosten välisten heijastuskerrointen (kuva 6.9) ja kerroksissa olevien kivilajien välisten maksimaalisten heijastuskerrointen tarkastelu (taulukko 6.2; kuva 6.8) osoittaa, että kerroksissa olevien eri kivilajien väliset heijastuskertoimet ovat suurempia kuin kerrosten väliset heijastuskertoimet. Tämä viittaa siihen, että kivilajien väliset kontrastit saattavat näkyä FIRE-aineistossa paremmin kuin kuoren eri kerrosten väliset rajapinnat.

Tässä työssä tehtyjen koostumusmallien mukaan FIRE-aineistoissa havaittava yläkuoren voimakas heijastavuus voidaan liittää mafisempien kivilajien, kuten amfiboliitin ja diabaasin esiintymiseen kvartsiitin, graniittisten gneissien ja graniitti-granodioriitin seassa. Keskikuoressa heijastuksia aiheuttavat amfiboliitin sekä graniittisen ja tonaliittisen gneissin väliset kontrastit. Alakuoren yläosa näkyy yleensä voimakkaasti heijastavana kerroksena (esimerkiksi FIRE3a-profiililla, kuva 7.3). Alakuoren yläosassa tonaliittisen gneissin ja kerroksessa esiintyvien mafisempien kivilajien välillä heijastuskertoimet ovat suuria. Alakuoren alaosassa ei ole enää tonaliittista gneissiä, joten heijastuskertoimet kerroksessa olevien kivilajien välillä ovat huomattavasti alhaisempia kuin ylemmässä alakuoressa. Tämä sopii yhteen sen kanssa, että FIRE-aineistoissa alimmassa alakuoressa yleensä esiintyy diffuusua heijastuvuutta. Toisaalta alimman alakuoren diffuusi heijastavuus ja selkeiden heijastajien puuttuminen saattaa johtua myös kivilajiblokkien pienestä koosta, jonka vuoksi ne eivät ole havaittavissa heijastusluotauksessa.

Suomen kuoren keskimääräinen tiheys välillä 0–40 km on FINMIX-2-mallin mukaan  $2870 \text{ kg/m}^3$  ja vastaava tiheys CM95-mallin mukaan on  $2860 \text{ kg/m}^3$ . FINMIX-2-mallin mukaan alimman alakuoren (40–60 km) keskimääräinen tiheys on  $3270 \text{ kg/m}^3$  ja koko kuoren keskimääräinen tiheys paksun kuoren (0–60 km) alueella on  $3000 \text{ kg/m}^3$ . Suomen kuori näyttäisi olevan tiheämpi kuin keskimääräinen mantereinen kuori. Suomen kuoren suurimmat tiheysanomaliat näyttäisivät olevan peräisin alemmasta alakuoresta, mutta myös ylempänä kuoressa saattaa olla joitakin tiheämpiä kivilajeja.

Suomen kuoren keskimääräistä suurempaan tiheyteen viittaa myös Suomen kuoren suuri paksuus ja paksuun kuoreen liittyvän topografian puute maan pinnalta. Alue on myös todennäköisesti isostaattisessa tasapainotilassa (jos postglasiaalinen maannousu unohdetaan). Paksun kuoren voisi myös olettaa aiheuttavan selvästi havaittavan Bouguer-minimin, mutta itse asiassa alueella on heikko Bouguer-maksimi (Elo, 1997).

Elo (1997) esitti painovoimamallinnuksen perusteella, että Suomen alemman alakuoren tiheys on normaalin alakuoren tiheyden (noin  $2900 \text{ kg/m}^3$ ) ja ylävaipan tiheyden välillä (noin  $3300 \text{ kg/m}^3$ ) ja että myös ylä- ja keskikuoressa olisi ylimääräistä massaa. Elon mukaan yläkuoressa on kaksi pääkomponenttia; graniittinen ( $2600\text{--}2660 \text{ kg/m}^3$ ) ja granodioriittinen ( $2685\text{--}2720 \text{ kg/m}^3$ ) komponentti. Kuoren keskiosien (alempi yläkuori, keskikuori ja ylempi alakuori) tiheydet ovat välillä  $2740\text{--}2920 \text{ kg/m}^3$  ja alemman alakuoren tiheydeksi hän arvioi  $3100 \text{ kg/m}^3$ .

Kakkuri ja Wang (1998) sekä Wang (1998) käyttivät isostaattisen tasapainotilan teoriaa, seismisiä taittumisloukausaineistoja ja P-aallon nopeuden ja tiheyden väliseen lineaariseen relaatioon (Birch, 1961) perustuvia kaavoja mallintaessaan kuoren tiheyttä ja vaikutusta geoidiin. Heidän mallissaan kuoren tasapainotilaa vastaava tiheysarvo yläkuoressa on  $2630 \text{ kg/m}^3$ , keskikuoressa  $2890 \text{ kg/m}^3$  ja alakuoressa  $3060 \text{ kg/m}^3$ . Näihin arvoihin he lisäsivät P-aaltojen nopeusmalleista Birchin relaation kautta saadun tiheysjakauman ja esittivät Fennoskandian kuoren geoidin. Heidän mukaansa Suomen kuoressa olevat massa-anomaliat esiintyvät ennemmin kaikilla kuoren tasoilla (ylä-, keski- ja alakuoressa) kuin vain alakuoressa.

Kozlovskaya ja muut (2004) ovat tehneet Etelä- ja Keski-Suomen kuorelle 3-D tiheysmallin, joka perustuu SVEKALAPKO-aineiston sekä Suomen taittumisloukausmallien avulla määritettyyn P-aallon nopeusjakaumaan ja painovoima-aineistoihin. He jakoivat kuoren neljään eri kerrokseen P-aaltojen nopeuden perusteella; yläkuoreen ( $6,0\text{--}6,4 \text{ km/s}$ ), keskikuoreen ( $6,4\text{--}6,8 \text{ km/s}$ ) ja kahteen alakuoren kerrokseen ( $6,8\text{--}7,0 \text{ km/s}$  ja  $7,0\text{--}7,7 \text{ km/s}$ ). Kozlovskayan ja muiden mukaiset kuoren nopeuskerrokset vastaavat melko hyvin tässä tutkimuksessa havaittuja nopeuksia eri kerroksissa, mutta tulokset poikkeavat hieman alakuoren osalta, jossa tämän tutkimuksen mukaan on nopeusvälit olisivat lähinnä  $6,9\text{--}7,2 \text{ km/s}$  ja  $7,3\text{--}7,5 \text{ km/s}$ . Kozlovskayan ja muiden 3-D-tiheysmallin mukaan alakuoren tiheydet Moho-tasolla nousevat lähelle  $3250 \text{ kg/m}^3$ . Tämä on vain hieman alhaisempi arvo kuin FINMIX-2-koostumusmallin perusteella laskettu keskimääräinen tiheys korkean nopeuden alakuorelle ( $3270 \text{ kg/m}^3$ ).

FINMIX-2-mallin mukaan alakuoren tiheys noin 55 km syvyydellä on  $3280 \text{ kg/m}^3$  ja vaipan ksenoliittien koostumuksen (Kukkonen et al., 2003) avulla laskettu vaipan tiheys samalla syvyydellä on  $3270 \text{ kg/m}^3$ , joten alakuoren ja vaipan tiheydet ovat hyvin lähellä toisiaan. Tämä johtaa siihen, että kuoren ja vaipan rajapinnalla ei ole juurikaan tiheyseroa ja ainoana erona on nopeusero, jolloin heijastuskerroin on melko pieni (kuva 6.10). Tämä saattaa olla yksi tekijä, jonka vuoksi Moho ei näy kovin hyvin FIRE-heijastusloukausaineistoissa paksun kuoren alueilla.

Koska alakuoren ja vaipan tiheydet ovat hyvin lähellä toisiaan, alakuoren ja vaipan kivien tiheys saattaa olla myös kuoren paksuutta kontrolloiva tekijä. Kuoren tiheyden ollessa suurempi kuin vaipan tiheys, korkean tiheyden kerros alakuoresta delaminoituu vaippaan. Jos kuoren tiheys on alhaisempi tai sama kuin vaipan tiheys, delaminaatiota ei tapahdu ja kuoren paksuus säilyy suurena.

## 9 Johtopäätökset

Taivutusluotausten P-aallon nopeusmallien mukaan maankuori koostuu erilaisista nopeuskerroksista ja nopeudet kasvavat kerrosrajapinnoilla syvemmälle mentäessä yksittäisiä matalan nopeuden kerroksia lukuun ottamatta. Tämän lisäksi seismiset nopeudet kasvavat syvyyden funktiona kuoren eri kerrosten sisällä. Kun kirjallisuudesta saadut eri kivilajien laboratoriomittaustulokset muutettiin vastaamaan Suomen kuoren paine- ja lämpötilaolosuhteita, todettiin että kivilajien nopeudet kasvavat yläkuoressa noin 15 km:iin saakka ja sen jälkeen nopeudet pysyvät vakiona tai laskevat hieman syvyyden kasvaessa.

Nopeusmallien ja kivilajikohtaisten nopeustietojen vertailu osoitti, että yksittäiset kivilajit eivät pysty selittämään taivutusluotausmallien nopeusjakaumaa, vaan maankuoren täytyy koostua eri kivilajien sekoituksista. Lisäksi kivilajikoostumuksen täytyy muuttua syvyyden funktiona vähitellen mafisemmaksi. Koostumusmuutos ei myöskään rajoitu pelkästään kuoren eri nopeuskerrosten rajapinnoille, vaan kuoren koostumuksen täytyy muuttua vähitellen mafisemmaksi myös eri kerrosten sisällä.

Kun Suomen nopeusaineistoja verrattiin globaaliin manneralueiden P-aallon nopeuden keskimääräiseen vaihteluun, voitiin tehdä johtopäätös, että Suomessa maankuoren P-aallon nopeus on suurempi ja kuori koostumukseltaan mafisempi kuin manneralueilla yleensä. Lisäksi myös maankuoren paksuus Suomessa on suurempi kuin manneralueilla keskimäärin.

Taivutusluotausten nopeusmallit voidaan tulkita erilaisilla kivilajiseoksilla, joissa kivilajien suhteelliset osuudet vaihtelevat syvyyden funktiona. Taivutusluotausmallien kerroksissa havaitut P-aallon nopeusjakaumat voidaan toteuttaa useilla erilaisilla kivilajisekoituksilla, joten yksikäsitteistä ratkaisua ei ole. Ratkaisujen määrää voidaan kuitenkin rajata esimerkiksi S-aaltojen nopeusmallien, heijastusluotausaineistojen ja tutkimusalueen geologisten ja geofysikaalisten tietojen avulla sekä käyttämällä kuoren koostumukselle järkeviä litologisia oletuksia.

Tässä työssä esitettiin Etelä- ja Keski-Suomen kuorelle FINMIX-2-koostumusmalli, jonka mukaan yläkuori koostuu felsisistä gneisseistä ja graniitti-granodioriittista sekä pienistä osuuksista kvartsiittia, amfiboliittia ja diabaasia. Keskikuoressa on graniittista ja tonaliittista gneissia sekä amfiboliittia. Ylempi alakuori koostuu tonaliittisen gneissin, amfiboliitin, mafisen granaattigranuliitin ja pyrokseniitin sekoituksesta. Alemmassa alakuoressa on hornbleidiittia, mafista granaattigranuliittia, pyrokseniittia ja hieman mafista eklogiittia. Keskikuoren ja ylemmän alakuoren koostumus on yhteensopiva ksenoliittiaineiston kanssa.

Tarkasteltaessa tarkemmin Etelä- ja Keski-Suomen eri alueiden koostumusmalleja, voidaan havaita pieniä eroja, vaikka alueelliset mallit ovatkin hyvin samankaltaisia kuin FINMIX-2-koostumusmalli. Keski-Suomen granitoidialueella (FINMIX-KG-mallit) yläkuoren keskimääräinen koostumus on hieman felsisempi, keskikuori on hieman mafisempi ja alakuori lähes samanlainen kuin FINMIX-2-koostumusmallissa. Lisäksi granitoidialueella alakuoren paksuus on hyvin suuri (noin 25–30 km). Arkeisella alueella kuoren paksuus on selvästi pienempi kuin svekofennialaisella alueella ja alakuoren alin kerros on hyvin ohut tai sitä ei ole lainkaan. Arkeisella alueella keskimääräinen koostumus (FINMIX-ARK-mallit) on hieman mafisempi kuin FINMIX-2-mallin mukainen koostumus, ainoastaan aivan ylimmän kuoren osalta koostumus on felsisempi. Etelä-Suomen migmatiittialueella seismiset nopeudet yläkuoressa, keskikuoressa ja ylemmässä alakuoressa ovat selvästi alhaisempia kuin muilla alueilla. Migmatiittialueen koostumus (FINMIX-MIG-malli) on felsisempi kuin FINMIX-2-mallin koostumus, ainoastaan alimman alakuoren kerroksessa koostumus on samanlainen kuin FINMIX-2-mallissa.

Pohjois-Suomen vihreäkivialueen ja granuliittivyöhykkeen koostumusmallit (FINMIX-P1 ja FINMIX-P2) eroavat etenkin yläkuoren osalta melko paljon Etelä- ja Keski-Suomen koostumusmalleista. Lisäksi kuoren paksuus on pienempi (42–48 km) ja alinta alakuoren kerrosta ei ole lainkaan. P-aallon nopeudet yläkuoressa ovat keskimäärin korkeampia kuin Etelä- ja Keski-Suomessa, mutta keskikuoressa ja alakuoressa nopeudet ovat melko samankaltaisia.  $V_P/V_S$ -suhde keskikuoressa on kuitenkin alhaisempi (1,74) kuin Etelä-Suomessa (1,75–1,76). Pohjois-Suomen mallien välillä on havaittavissa myös keskinäisiä eroja. Yläkuoren nopeudet granuliittialueella ovat hieman korkeampia kuin vihreäkivialueella. Keskikuoressa nopeudet ja koostumus ovat samankaltaisia, mutta alakuoren nopeudet vihreäkivialueella ovat korkeampia ja koostumus mafisempi kuin granuliittialueella. Lisäksi granuliittialueella myös kuoren paksuus on pienempi kuin vihreäkivialueella.

Tässä työssä tehtyjen koostumusmallien mukaan FIRE-aineistoissa havaittava yläkuoren voimakas heijastavuus voidaan liittää mafisempien kivilajien, kuten amfiboliitin ja diabaasin, esiintymiseen kvartsiitin, graniittisten gneissien ja graniitti-granodioriitin seassa. Keskikuoressa heijastuksia aiheuttavat amfiboliitin sekä graniittisen ja tonaliittisen gneissin väliset kontrastit. Alakuoren yläosassa tonaliittisen gneissin ja kerroksessa olevien mafisempien kivilajien (amfiboliitti, mafinen granaattigranuliitti ja pyrokseeniitti) väliset heijastuskertoimet ovat melko suuria ja tuottavat heijastuksia. Alakuoren alaosa koostuu vain mafisista kivilajeista ja niiden väliset kontrastit näkyvät diffuusina heijastuvuutena FIRE-sektioissa.

FINMIX-2-mallille lasketun tiheysprofiilin mukaan korkean nopeuden alakuoren tiheydet ovat hyvin lähellä vaipan tiheyksiä Mohon tasolla. Tämä viittaa siihen, että alakuoren ja vaipan kivien tiheydet saattavat olla hyvin merkittäviä kuoren paksuuteen vaikuttavia tekijöitä.

## 10 Kirjallisuus

- Behrens, K., Goldflam, S., Heikkinen, P., Hirschleber, H., Lindqvist, G. and Lund, C.-E., 1989. Reflection seismic measurements across the Granulite Belt of the POLAR Profile in the northern Baltic Shield, Northern Finland. *Tectonophysics*, 162 (1989), pp.101-111.
- Berryman, J. G., 1995, Mixture theories for rock properties, in Ahrens, T. J., Ed., *Mineral physics and crystallography: AGU handbook of physical constants*, 2, 205–228.
- Berzin, R.G., Yurov, Yu.G. and Pavlenkova, N.I., 2002. CDP and DSS data along the Uchta-Kem profile (the Baltic Shield), *Tectonophysics* 355, pp. 187-200.
- Birch, F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *Journal of geophysical research* 65, 1083-1101.
- Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *Journal of geophysical research* 66, 2199-2224.
- Brown, D., Carbonell, R., Kukkonen, I., Ayala, C. and Golovanova, I., 2003. Composition of the Uralide crust from seismic velocity ( $V_P$ ,  $V_S$ ), heat flow, gravity and magnetic data. *Earth Pl. Sci. Lett.*, 210, 333-349.
- Cerveny, V. and Psencik, I., 1983. SEIS83-numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. In: E.R. Engdahl (Editor), *Documentation of earthquake algorithms. WDC(A) for solid Earth Geophysics* (Boulder), Report SE-35, 36-40.
- Carmichael, R. S., 1982. *Handbook of physical properties of rocks*, CRC Press Inc., Boca Raton, Florida, 340 p.
- Chapman, D.S., and Furlong, K.P., 1992, Thermal state of the continental crust: *in* Fountain, D.M., Arculus, R.J., and Kay, R.W. (eds.), *Continental lower crust*, Elsevier, Amsterdam, p. 179–199.
- Christensen, N. I. 1965: Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *Journal of geophysical research* 70, p. 6147-6164.

- Christensen, N.I., 1966. Elasticity of ultrabasic rocks. *Journal of geophysical research*, 71, p. 5921–5931.
- Christensen, N. I., Compressional wave velocities in possible mantle rocks to pressures of 30 kilobars, *J. Geophys. Res.*, 79, 407–412, 1974.
- Christensen, N. I., 1979, Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures, critical thermal gradients, and crustal lowvelocity zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 6849–6857.
- Christensen, N. I., 1984. Pore pressure and oceanic crustal seismic structure. *Geophys. Journ. R. Astr. Soc.* 79, p. 411–424.
- Christensen, N.I., 1989, Reflectivity and Seismic Properties of the Deep Continental Crust, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, B12, p.17793–17804.
- Christensen, N.I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology: *Journal of Geophysical Research*, 101, 3139–3156.
- Christensen, N. I., and Fountain, D. M., 1975, Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 227–236.
- Christensen, N.I., and Wepfer, W.W., 1989. Laboratory techniques for determining seismic velocities and attenuations, with applications to the continental lithosphere. In: Pakiser, L.C. and Mooney, W.D., *Geophysical framework of the continental United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir* 172.
- Christensen, N., I. and Mooney, W., D., 1995. Seismic Velocity structure and composition of the Continental Crust: A Global View, *Journal of Geophysical research*, Vol. 100, No B7, pp. 9761-9788.
- Elo, S., 1997. Interpretations of the gravity anomaly map of Finland. *Geophysica*, 33, 51-80.
- Grad, M. and Luosto, U., 1987. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland, *Annales Geophysicae*, 5B, 6, pp. 639-650.
- Grant, F.S. and West, G.F., 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, International Series in the Earth Sciences, McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 584p.

- FENNIA Working Group, 1998. P- and S-velocity structure of the Baltic Shield beneath the FENNIA profile in southern Finland, Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-38, 13p.
- Fowler, C. M. R., 1990. *The Solid Earth; An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, New York, USA, 472 p.
- Hacker, B.R., Abers, G.A., and Peacock, S.M., 2003, Subduction Factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, No. B1, 2029, doi:10.1029/2001JB001127.
- Hacker, B.R., and Abers, G.A., 2004. Subduction Factory 3. An Excel Worksheet and Macro for Calculating the Densities, Seismic Wave Speeds, and H<sub>2</sub>O Contents of Minerals and Rocks at Pressure and Temperature. *Geochem. Geophys. Geosyst.* G3, 5(1), Q01005, doi: 10.1029/2003GC000614.
- Hanski, E., and Huhma, H., 2005. Central Lapland greenstone belt. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*, *Developements in precambrian geology* 14, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 139-194.
- Heikkinen P. and Luosto, U., 2000. Review of Some Features of the Seismic Velocity Models in Finland. In: L.J. Pesonen, A. Korja and S.-E. Hjelt, (eds.). *Lithosphere 2000 – A Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland*. Espoo, Finland, Oct.4-5, 2000. Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-41, 35-41.
- Holbrook, W.S., Mooney, W.D. and Christensen, N.I., 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust, In: Fountain, D. M., Arculus, R. and Kay, R. W. (editors), 1992. *Continental lower crust, Developments in geotectonics*; 23, Elsevier, Amsterdam, pp.1-43.
- Hyndman, R.D., & S.L. Klemperer. 1989. Lower-crustal porosity from electrical measurements and inferences about composition from seismic velocities. *Geophys. Res. Lett.*, v. 16, pp. 255-258.
- Hyndman, R.D. and P.M. Shearer, 1989. Water in the lower continental crust: Modelling magnetotelluric and seismic reflection results, *Geophys. J. Int.*, 98, p.343-365.
- Hyvönen T., Tiira, T., Korja, A., Heikkinen, P., Rautioaho, E. and the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group, 2006. A tomographic crustal velocity model of the central Fennoscandian Shield. (in press)

- Hölttä, P., Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P. and Juhanaja, J., 2000. Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos*, 51, 109-133.
- James, D.,E., 1989. The encyclopedia of solid earth geophysics, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Ji, S., Wang, Q. and Xia, B., 2002., Handbook of seismic properties of minerals, rocks and ores. Polytechnic International Press, Canada, 630 pp.
- Jones, T.D., and Nur, A., 1984, The nature of seismic reflections from deep crustal fault zones: *Journal of Geophysical Research*, 89, p.3153–3171.
- Kakkuri, J. and Wang Z.T., 1998. Structural effects of the crust on the geoid modelled using deep seismic sounding interpretations. *Geophysical Journal International*, 135, p.495-504.
- Kaufman, A.A. and Levshin, A.L., 2000. Acoustic and elastic wave fields in geophysics, I, *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 32, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 511p.
- Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration, Third edition, Blackwell Science Ltd, Oxford, Great Britain, 262 p.
- Kern, H., 1978. The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 44, 185-203.
- Kern, H., 1982. Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: the role of the high-low quartz transition and of dehydration reactions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 29, 12-23.
- Kern, H. and Richter, A., 1981. Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 Kbar confining pressure, *J. Geophys. Res.*, 49, 47–56.
- Kern, H., Walther, Ch., Flüh, E.R. and Marker, M., 1993. Seismic properties of rocks exposed in the POLAR profile region –constraints on the interpretation of the refraction data, *Precambrian Research*, 64, p.169-187.
- Korja, A. 1995. Structure of the Svecofennian crust - growth and destruction of the Svecofennian orogen. Institute of Seismology, University of Helsinki, report S-31, 36p.



- Korja, A., Korja, T., Luosto, U. and Heikkinen, P., 1993. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution, *Tectonophysics*, 219, p.129-152.
- Korja, T., Tuisku, P., Pernu, T. and Karhu, J., 1996. Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for deep continental crust. *Terra Nova*, 8, 48-58.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, N.L., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. and Pekkala, Y. (eds), 1997. Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P. and the GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *Int. Geol. Rev.*, 41, 287-333.
- Kozlovskaya, E., Elo, S., Hjelt, S.-E., Yliniemi, J., Pirttijärvi, M., SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group, 2004. 3-D density model of the crust of southern and central Finland obtained from joint interpretation of SVEKALAPKO crustal P-wave velocity model and gravity data. *Geoph. J. Int.*, 158, p.827-848.
- Kozlovsky, Ye.A. (Ed.), 1987. *The Superdeep Well of the Kola Peninsula*, Springer Verlag, Berlin, 558 p.
- Kukkonen, I.T. and Peltonen, P., 1999. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere-asthenosphere relations. *Tectonophysics*, 304, 301-315.
- Kukkonen I.T. and Lahtinen, R. (editors), 2006. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005, Geological Survey of Finland, Special Paper 43, Espoo, 247 p.
- Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Ekdahl, E., Hjelt, S.-E., Korja A., Lahtinen, R., Yliniemi, J., Berzin, R. & FIRE Working Group, 2004. FIRE Transects: New images of the crust in the Fennoscandian Shield. In: D.B. Snyder, R. Clowes (Compilers), *The 11<sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins, Programme and Abstracts*, Mont-Tremblant, Quebec, Canada, 25 Sept.-1 Oct. 2004. Lithoprobe Report no. 84, p.65. (abstract)
- Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Ekdahl, E., Hjelt, S.-E., Yliniemi, J., Jalkanen, E. and FIRE Working Group, 2006. Acquisition and geophysical characteristics of reflection seismic data on FIRE transects, Fennoscandian Shield. (Submitted)
- Kukkonen, I.T., Kinnunen, K.A. & Peltonen, P., 2003. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian Shield. *Physics and Chemistry of Earth*, 28 (2003), p. 349-360.

- Kuusisto, M., 2006. Seismisen nopeuden laskeminen kiven mineraalikoostumuksen avulla, Selected topics in geophysics -kurssin seminaarityö, Helsingin yliopisto, Geofysiikan osasto, 22p. (Julkaisematon)
- Kuusisto M., Kukkonen I., Heikkinen P. and Pesonen L.J., 2006. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data, *Tectonophysics*, 420, p.283-299.
- Lahtinen, R. 1994. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1–1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93–1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. *Geol. Surv. Finland, Bulletin 378*. 128 p.
- Lahtinen, R., 1996. Geochemistry of Palaeoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere-Hämeenlinna area, southern Finland, Geological Survey of Finland, Bulletin 389, Geological Survey of Finland, Espoo, 113 p.
- Lahtinen, R., Huhma H. and Kousa, J., 2002. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U–Pb, Sm–Nd and geochemical data, *Precambrian Res.*, 116, p.81-109.
- Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M., 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, 481-532.
- Lay, T. ja Wallace T.C., 1995. *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego, 517p.
- Lebedev, T.S., 1989, Study of the physical properties of mineral substances in the lithosphere at high pressure and temperature, *Geophys. J.* 7, 6, 796-822.
- Lebedev, T.S. and Korchin, V.A., 1979. Dynamics of changes in elastic properties of rocks under varying p,T-conditions of the earth's crust. In: Stiller, H. and Volarovich, M.P. (eds.), *Theoretical and Experimental Investigations of Physical Properties of Rocks and Minerals under Extreme p,T-Conditions*. Akademie der Wissenschaften der DDR, Berlin, p. 57–88.
- Lebedev, T.S., Korchin, V.A. and Burtnyí, P.A., 1984, Elastic wave velocity in ultrabasic and metamorphic rocks under high pressure and temperature: Some general aspects of their variation with depth, *Geophys. J.*, 5, 5, p.693-708.
- Lebedev, T.S., Novik, G.Ya., Korchin, V.A., Zil'bershmit M.G. and Zavorykina, T.K., 1990, Effect of structural transformations in rocks on changes in their elastic properties under different thermobaric conditions, *Geophys. J.* 8, 4, 449-467.

- Luosto, U., 1997. Structure of the Earth's Crust in Fennoscandia as Reveled from Refraction and Wide-Angle Reflection Studies. In: L.J. Pesonen (Ed.), The lithosphere in Finland - a geophysical perspective. *Geophysica*, 33(1), 3-16.
- Luosto, U., Flüh, E.R., Lund, C.-E. and Working Group, 1989. The crustal structure along the POLAR Profile from seismic refraction investigations. *Tectonophysics*, 162 (1989), pp. 51-85.
- Luosto, U., Grad, M., Guterch, A., Heikkinen, P., Janik, T., Komminaho, K., Lund, C., Thybo, H. and Yliniemi, J., 1994. Crustal structure along the SVEKA'91 profile in Finland. In: K. Makropoulos and P. Suhadolc (Editors), European Seismological Commission, XXIV General Assembly, 1994 September 19-24, Athens, Greece, Proceedings and Activity Report 1992-1994, Vol. II, p. 974-983.
- Luosto, U., Korhonen, H., Kosminskaya, I.P., Zverev, S.M., Lund, C.-E., Sharov, N.V., Lanne, E., Tuppurainen, A., Ilmola, V.-M. and Foursov, A.N., 1985. First results from the DSS study on the BALTIC profile in SE Finland, Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-11, 21p.
- Luosto, U., Lanne, E., Korhonen, H., Guterch, A., Grad, M., Materzok, R. and Perchuk, E., 1984. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland, *Annales Geophysicae*, 2, 5, pp. 559-570.
- Luosto, U., Tiira, T., Korhonen, H., Azbel, I., Burmin, V., Buyanov, Kosminskaya, I., Ionkis, V. and Sharov, N., 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic Profile in SE Finland. *Geophys. J. Int.* 101, 89-110.
- Meissner, R., 1986. The Continental Crust: A Geophysical Approach, International geophysics series, Vol. 34, Academic Press Inc., Orlando, Florida, 426p.
- Mooney, W.D., Laske, G. and Masters, G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at  $5^\circ \times 5^\circ$ , *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. B1, pp.727-747.
- Musacchio, G., Mooney, W.D. and Luetgert, J.H., 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios, *Journal of Geophysical Research*, 102, 15,225-15,241.
- Musacchio, G., White, D.J., Asudeh, I., and Thomson, C.J., 2004. Lithospheric structure and composition of the Archean western Superior Province from seismic refraction/wide-angle reflection and gravity modeling, *Journal of Geophysical Research*, 109, B03304.
- Musset, Alan, E. and Khan, M. Aftab, 2000. Looking into the Earth, An Introduction to Geological Geophysics, Cambridge, 470p.

- Peltonen, P., Huhma, H., Tyni, M. and Shimizu, N., 1999. Garnet-peridotite xenoliths from kimberlites of Finland; nature of the continental mantle at an Archean craton–Proterozoic mobile belt transition. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*, University of Cape Town, South Africa, April 11–17, 1998. Vol. 2: L–Z. Publ. Red Roof Design, Cape Town, pp. 664–676.
- Peltonen P., Mänttari, I., Huhma, H. and Whitehouse, M., 2006. Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian Craton from 3.5 to 1.7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths, *Precambrian Research*, 147, p.107-123.
- Puranen, R., 1989. Susceptibilities, iron and magnetite content of Precambrian rocks in Finland, *Geofysiikan Tutkimuskeskuksen tutkimusraportti* 90, 45p.
- Rudnick, R. and Fountain, D., 1995. Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective, *Reviews of Geophysics*, 33, 3/August 1995, p. 267-309.
- Schön, J., 2004. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and principles of petrophysics, *Handbook of geophysical exploration: Seismic exploration*, Vol. 18, Elsevier, UK, 583p.
- Shankland, T. J., and Ander, M. E., 1983, Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust: *J. Geophys. Res.*, 88, 9473-9484.
- Sheriff, R. E. 1989. *Geophysical methods*, Prentice Hall, New Jersey, 605s.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1982. History, theory and data acquisition, *Exploration Seismology*, Volume 1, Cambridge University Press, Great Britain, 253p.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P., 1983. Data-Processing and Interpretation, *Exploration Seismology Volume II*, Cambridge University Press, Cambridge, England, 221p.
- Simmons, G., 1964. Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69, 1123-1130.
- Smithson S.B., Wenzel F., Ganchin Y.V., Morozov I.B., 2000. Seismic results at the Kola and KTB deep scientific boreholes; velocities, reflections, fluids and crustal composition. *Tectonophysics* 329, 1–4, 302–317.
- Tiira, T., Hyvönen, T., Rautioaho, E., Korja, A. and Heikkinen, P. 2004. Tomographic study of seismic velocity structure of the crust in South Finland. In: Snyder, D. (editor) *SEISMIX 2004*, 11th International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins, 26.9.-1.10.2004, Quebec, Canada, 105. (abstract)

- Walther, C. and Flüh, E.R., 1993; The POLAR Profile revisited: combined P- and S-wave interpretation. *Precambrian Research*, 64, p. 153-168.
- Wang, Zhitong, 1998. Geoid and Crustal Structure in Fennoscandia. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 126, 118p.
- Winkler, K.W. & Murphy, W.F., III, 1995. Acoustic velocity and attenuation in porous rock, In: Ahrens, T.J. (ed.), *Rock Physics and Phase Relations, A handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union, Washington, DC, USA, pp. 20–34.
- Yilmaz, Ö. 2001. *Seismic data analysis, Volume II*, Society of exploration geophysicists, Tulsa, USA.
- Yliniemi, J., 1989. Maankuoren seisminen malli linjalla Kemi-Kajaani. Julkaisussa: John Forsius (toim.) XIV Geofysiikan päivät Helsingissä 3.-4.5.1989, p. 11-18.
- Yliniemi, J., Jokinen, J. and Luukkonen, E., 1996. Deep Structure of the Earth Crust along the GGT/SVEKA Transect Extension to Northeast. Geological Survey of Finland, Report of Investigation, 136, p.56.
- Zelt, C.A., 1994. Software package ZPLOT, Bullard Laboratories, University of Cambridge.
- Zelt, C.A. and Ellis, R.M., 1988. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling, *Canadian Journal of exploration geophysics*, Vol. 24, No. 1, p. 16-31.